

**ЗЕМНАЯ КОРА
СКЛАДЧАТЫХ
ОБЛАСТЕЙ
ЮГА СИБИРИ**



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

551.24

ЗЕМНАЯ КОРА СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ ЮГА СИБИРИ

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР
Э. Э. Фотиади

ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА“ СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
НОВОСИБИРСК
1969



1035

Сборник посвящен геолого-геофизическому изучению глубинного строения южного складчатого обрамления Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты в связи с геологическим строением, историей развития, неотектоникой, изостазией и сейсмичностью. В статьях сборника дается обоснование 4-слойной модели строения земной коры, исследуется вопрос об оценке точности расчетов мощностей слоев и глубин залегания плотностных границ, рассматриваются результаты изучения глубинного строения западной части Алтае-Саянской области и Забайкалья по гравиметрическим данным в сопоставлении с тектонической зональностью, историей развития и неотектоникой, а также результаты изучения геофизическими методами форм гранитных массивов и разломов.

В обобщающей статье характеризуются основные данные изучения глубинного строения складчатых областей юга Сибири и отмечаются наиболее важные проблемы для дальнейших исследований.

Книга рассчитана на широкие круги геологов и геофизиков, интересующихся вопросами глубинного строения земной коры, региональной геофизики и тектоники.

2 - 9 - 5 (2 - 9 - 2)

Редактор Н. Г. Рязанова. Художественный редактор В. И. Шумаков.
Обложка художника Н. А. Савельевой. Технический редактор
Т. К. Овчинникова. Корректоры: В. И. Рахман, А. А. Симонова.

Подписано в печать 25 ноября 1969 г. МН 00912 Бумага
60 x 90 1/16. 19,25 печ. л. + 8 вкл., 18,5 уч.-изд. л.
Заказ № 356. . Тираж 1000. Цена 1 р. 85 к.

Издательство "Наука", Сибирское отделение. Новосибирск,
Советская, 18
Ротапринт Института геологии и геофизики Сибирского
отделения АН СССР.

ВВЕДЕНИЕ

Геологическими исследованиями, выполненными на протяжении последних лет, выявлены общие черты глубинной структуры коры на континентах и океанах, а также в пределах крупнейших структурных элементов материков. Детально изучена структура приповерхностных зон земной коры многих рудных и нефтегазосносных районов и провинций.

Все большее внимание геологов и геофизиков привлекает строение верхней части земной коры, представляющей наибольший интерес для решения теоретических и практических задач геологии, и уже первые результаты работ в этом направлении поставили ряд новых проблем. Так, намечается, что геофизические методы — сейсмический, гравиметрический и магнитный — характеризуют разные структурные характеристики земной коры и потому величины, полученные одним методом, давая сведения о глубинной структуре коры, не всегда заменяют структурную характеристику, выявленную другим методом. Вопрос о взаимосвязях и взаимоотношениях геофизических методов в комплексном изучении глубинного строения земной коры имеет поэтому первостепенное значение.

Большую роль приобретает и проблема геологической значимости геофизических данных, выявления геологической природы поверхностей и тел, фиксируемых геофизическими методами. Простое сопоставление геофизических и геологических материалов не дает желаемого результата, так как нередко обнаруживаются столь значительные противоречия, что для преодоления их необ-

ходимы специальные исследования. Интерпретация геофизических данных без использования геологических параметров подчас оказывается малоэффективной. Необходимо комплексное геолого-геофизическое изучение земной коры.

Для выяснения геологической природы геофизических построений и разработки методик, опирающихся на геологические параметры, благоприятны территории складчатых областей с достаточно хорошей обнаженностью. Поэтому лаборатория физики земной коры уже в течение ряда лет ведет работы по изучению глубинного строения земной коры, и главным образом ее надбазальтовой части в горных районах Казахстана и юга Сибири, где часть аномалеобразующих факторов доступна непосредственному наблюдению. Возможность использования данных о горизонтальных размерах отдельных геологических тел, о соотношении их с другими телами, об их петрографических и петрофизических характеристиках резко повышает "разрешающую способность" таких геофизических методов, как гравиметрия и магниторазведка, сокращая многозначность интерпретации их данных.

Сложность объекта исследования обусловила комплекс вопросов, которые необходимо решить, в частности вопрос о морфологии интрузивных массивов, о строении глубинных разломов, изостазии, неотектонике и сейсмичности. Решение такого комплекса задач нередко приводит к неожиданным результатам. И хотя многие из предлагаемых решений требуют еще своего дальнейшего обоснования, сам факт их получения говорит о широких возможностях подобного комплексного изучения земной коры. К сожалению, в этом комплексе пока невелико участие сейсмических исследований, которые еще более повысили бы эффективность геолого-геофизических работ.

Результаты геолого-геофизического изучения глубинной структуры складчатых областей явятся опорными при исследовании земной коры в пределах прилежащих платформ. Некоторые закономерности глубинного строения складчатых зон могут быть перенесены и на фундамент платформ.

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ПРОБЛЕМЫ
ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ
ЮЖНОГО ГОРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРИ

(Ф.С. Моисеев)

В последние годы крупными коллективами геологических управлений, геофизических трестов и комплексных экспедиций, научно-исследовательских институтов ведутся весьма разносторонние работы по изучению геологического строения, аномальных геофизических полей, петрофизических характеристик, сейсмичности и глубинной структуры земной коры южного горного обрамления Сибири. Все шире используются сейсмические, и в частности сейсмологические, данные для решения вопросов глубинной геологии. Многообразие способов изучения земной коры, естественно, порождает и разнообразие возникающих задач. Одно перечисление их могло бы составить объемистый список. Тем более невозможно осветить в одной статье и одному автору результаты всех геологических и геофизических исследований земной коры описываемых регионов. Общие задачи и программа геофизических исследований Сибири были даны в свое время Э.Э. Фотиади [72, 74].

В данном очерке кратко рассматриваются лишь некоторые результаты работ геолого-геофизической группы лаборатории физики земной коры Института геологии и геофизики Сибирского отделения Академии наук СССР и те проблемы, которые выявились в процессе

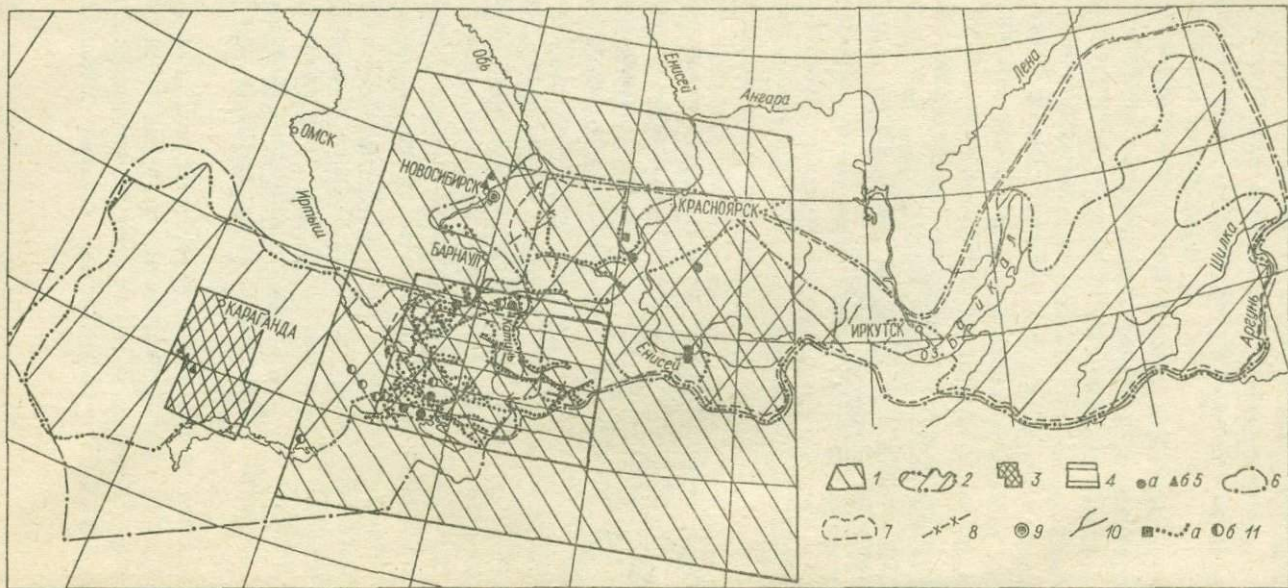


Рис. I. Обзорная схема работ геолого-геофизической группы.

I - территория, по которой составлены карты новейшей тектоники, карта сейсморайонирования (до государственной границы) м-ба I:2500000 (Моисеенко Ф.С., Семакин В.П., Масарский С.И., 1960-1963); 2 - территории, по которым построены карты глубинной структуры земной коры м-ба I:1000000, I:2500000 и I:5000000 (Моисеенко Ф.С., Ладьнин А.В., Пучкова Л.И., Бороздин Ю.Г., Есиков Н.П., 1963-1967 гг.); 3 - территория, по которой составлены карты глубинной структуры земной коры м-ба I:5000000 (Моисеенко Ф.С., Павлов Ю.А., Бороздин Ю.Г., 1961-1963 гг.); 4 - территория, по которой составлена структурная карта новейшей тектоники м-ба I:1000000 (Семакин В.П., 1965); 5 - участки, на которых исследованы формы интрузивных массивов: а) по материалам полевых работ группы на массивах Кандыгатайском, Кайиндинском, Белокурихинском, Змеиногорском, Шиндинском, Уйбатском и Улень-Туимском (Пучков Е.П., 1961-1965 гг.); б) на основании фондовых материалов по массивам Ортау и Космурун, Шалтас, Новосибирский, Барлакский, Бибеевский (Пучков Е.П., Бороздин Ю.Г., Моисеенко Ф.С.); 6 - территории, по которым произведено районирование аномального поля силы тяжести и составлена карта м-ба I:5000000; 7 - территории, по которым произведено районирование магнитного аномального поля и составлена карта м-ба I:5000000 (Моисеенко Ф.С., Пучкова Л.И., Павлов Ю.А., Ладьнин А.В., 1964 г.); 8 - рекогносцировочные маршруты по выбору профиля для глубинного сейсмического зондирования в Кузбассе по трассе Уфимское-Борисово-Панфиловское - Залесово (Моисеенко Ф.С., Потапьев С.В., 1960 г.); 9 - изыскание площади для сеймостанции Ключи (геологические наблюдения - Моисеенко Ф.С., Семакин В.П.; геофизические - Пучкова Л.И., 1961 г.); 10 - полевые геофизические работы на опорных профилях (Павлов Ю.А. и др., 1964 г.; Ладьнин А.В. и др., 1965-1966 гг.; Бороздин Ю.Г. и др., 1967 г.); 11 - полевые геологические наблюдения: а - Моисеенко Ф.С., 1961-1963, 1965 гг.; Семакин В.П., 1961-1966 гг.; б - Моисеенко Ф.С., 1967 г.)

их выполнения^x. Одной из главных задач группы являлось развитие геолого-геофизических методов исследования земной коры, т. е. таких исследований, в которых при геологической интерпретации геофизических аномалий геологические параметры изучаемых объектов представляют собой основу интерпретации в такой же мере, в какой и физические параметры^{xx}.

Работы геолого-геофизической группы были сосредоточены на исследовании: 1) особенностей аномальных физических полей с целью использования их для тектонического районирования, 2) глубинного строения земной коры, 3) ее изостатического состояния, 4) новейшей структуры Алтае-Саянской области в связи с сейсмичностью и 5) закономерностей изменения физических свойств в зависимости от геологических условий^{xxx}. Материалом служили как данные разнообразных геологических исследований и геофизических съемок, выполненных различными организациями на территории впадного горного обрамления Сибири, так и данные полевых работ группы на отдельных профилях и участках, явившиеся опорными при интерпретации заимствованных материалов (рис. I). Результаты таких работ нашли отражение в ряде разрозненных статей, отчетов, монографий как опубликованных, так и помещенных в данном сборнике. Поэтому здесь ограничимся лишь констатацией основных выводов и положений, которые дали бы общее цельное представление о достигнутых результатах.

x Направленностью очерка определяется его особенность, заключающаяся в том, что ссылки даются главным образом на работы сотрудников группы, содержащие обычно достаточно обстоятельные библиографические списки по обсуждаемым вопросам.

xx Геолого-геофизическое изучение не означает простого сопоставления или суммирования геологических и геофизических данных после того, как те и другие совершенно независимо обработаны своими специфическими методами, хотя такое сопоставление и является одним из важнейших приемов геолого-геофизического исследования.

xxx Важное место в работе группы занимали также тектонические исследования, но они здесь не рассматриваются.

Общая характеристика
физических аномальных полей

Исходя из принципов, заложенных еще в работах А.Д. Архангельского, В.В. Федынского, Э.Э. Фотиади и других [3, 4, 20, 56, 70, 71 и др.], нами использованы для районирования аномальных полей признаки, которые отражают какую-нибудь главную характеристику складчатых зон: возраст и состав осадочных и магматических формаций, морфологию и ориентировку структур и т.п. В качестве таких признаков приняты: а) средний уровень аномального поля, а для магнитных аномалий и его знак, иначе: интенсивность и знак аномалий; б) дифференцированность поля в плане; в) амплитуда локальных аномалий; г) форма аномалий в плане; д) простираание аномалий и е) распределение аномалий по площади.

Центральный Казахстан, Алтае-Саянская область и Прибайкало-Забайкальский регион несколько различаются по характеру аномального поля силы тяжести (рис. 2).

В Центральном Казахстане гравитационное поле в общем отрицательное и слабо понижается с северо-запада на юго-восток. На фоне этого понижения четко выделяется Центрально-Казахстанский гравитационный минимум. В Алтае-Саянской области к югу от линии "северный фас Алтая - северное подножие Западного Саяна" располагаются несколько гравитационных минимумов, которые, возможно, образуют единый региональный Алтае-Саянский минимум. Севернее указанной линии поле силы тяжести в общем повышенное, террасовидное. На территории Прибайкалья и Забайкалья намечаются Прибайкальский минимум и Забайкальский максимум, граница между которыми проходит примерно через г. Читы в северо-северо-восточном направлении. Названные основные элементы поля осложнены аномалиями различных порядков, ориентировки, амплитуды и т. д.

Характернейшей чертой аномального гравитационного поля южного обрамления Сибири является его многопорядковая мозаичность, наличие различных по площади, очертаниям и интенсивности аномалий участков, обычно разделенных зонами высоких градиентов или различающихся структурой поля.

В магнитном поле южного горного обрамления Сибири выделяется более трех десятков крупных аномальных зон [50].

Для Центрального Казахстана характерно наличие четко выраженных крупных и сложных линейных магнитных аномалий в северной и западной его частях и хаотичное расположение их в юго-восточной части. В пределах Алтае-Саянской области наиболее широко развиты зоны со средним уровнем магнитного поля, близким к нулю или слабо положительным. Зоны с дифференцированным и слабо дифференцированным магнитным полем преобладают в северной половине Алтае-Саянской области, дифференцированные и сильно дифференцированные — в южной. В Прибайкалье и Забайкалье распространены отрицательные и близкие к нулю региональные аномалии. Среди зон с отрицательным средним уровнем магнитного поля есть зоны и со спокойным, и с дифференцированным полем. Зоны со средним и высоким уровнем поля отличаются обычно высокой дифференцированностью.

Восточнее Байкала преобладают резко отрицательные и близкие к нулевому уровню магнитные поля. К западу от него такие же поля занимают лишь около половины территории, причем пониженные магнитные аномалии явно преобладают в южной части региона.

Детально вопросы районирования аномальных полей рассмотрены в нашей, составленной совместно с Л.И. Пучковой, Ю.А. Павловым и А.В. Ладныным, работе "Зональность аномальных физических полей южного горного обрамления Сибири и ее отношение к складчатым комплексам" (1964 г.), а также в других работах [14, 19, 27, 32, 35-37, 39, 55, 68, 78 и др.] .

Из сопоставлений с геологическими материалами следует, что аномальные зоны и аномалии силы тяжести находятся в различных, иногда в противоположных для соседних районов, но вполне закономерных соотношениях с тектоническими структурами. Они обычно хорошо увязываются с тектоническими зонами, крупными складками, интрузивными телами, но не всегда объясняются только особенностями строения доступной наблюдению части этих структурных элементов. Полосы высоких градиентов силы тяжести обычно приурочены к крупным разломам и крутым склонам интрузивных массивов [50 и др.] .

К участкам развития на поверхности выходов более плотных пород приурочены повышенные аномалии и аномальные зоны, к районам распространения пород меньшей плотности — пониженные. Но многочисленны случаи, когда знак аномалии противоположен знаку

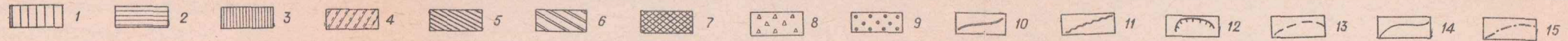
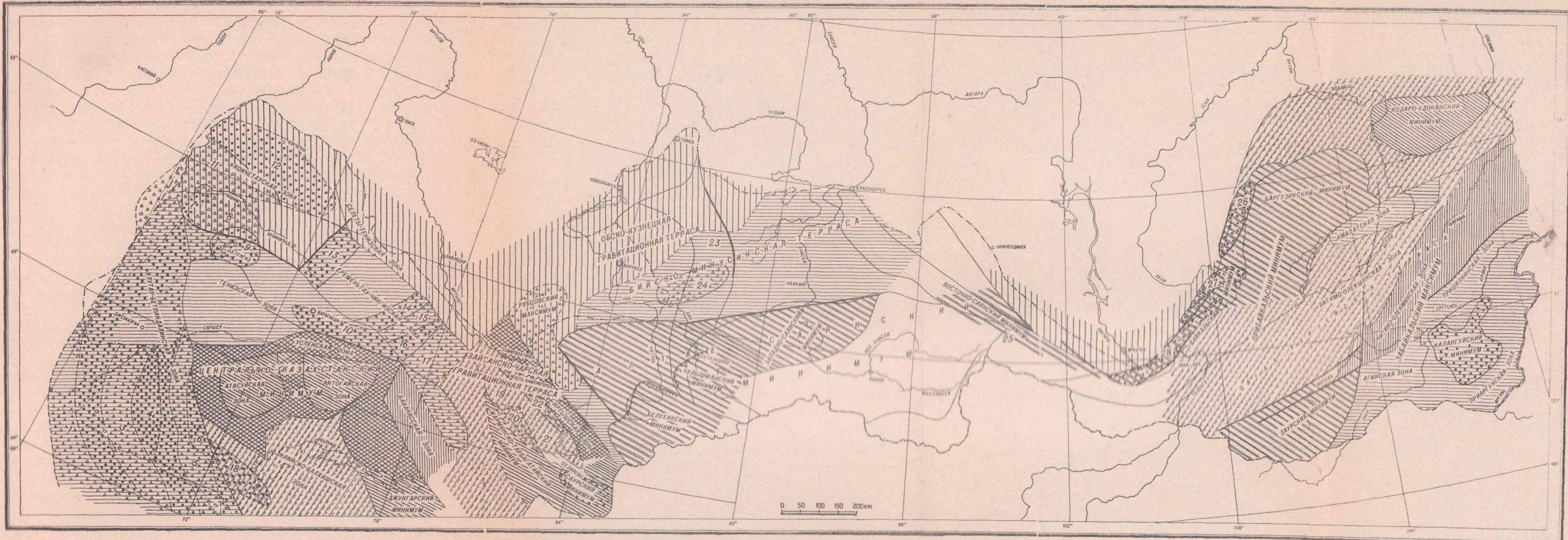


Рис. 2. Схема районирования гравитационного аномального поля южного горного обрамления Сибири.

Области: 1 - повышенного положительного поля, 2 - повышенного отрицательного поля, 3 - отрицательного поля малой интенсивности, 4 - отрицательного поля средней интенсивности, 5 - отрицательного поля значительной интенсивности, 6 - отрицательного поля большой интенсивности, 7 - развития гравитационных ступеней; 8 - положительные локальные аномалии; 9 - отрицательные локальные аномалии; 10 - некоторые гравитационные ступени; 11 - контуры наиболее крупных минимумов силы тяжести; 12 - контуры локальных минимумов; 13 - контуры гравитационных зон (при полном совпадении их с контурами гравитационных зон они не наносятся); 15 - контур мезозойско-кайнозойского платформенного чехла.

Аномалии: I - Каратауская, 2 - Улутауская, 3 - Макбальская, 4 - Тунылтинская, 5 - Эргенектинская, 6 - Жейдытауская, 7 - Шоптыкульская, 8 - Шурумсай-окая, 9 - Ащилинская, 10 - Карагандинская, 11 - Келмаккульская, 12 - Кочетауская, 13 - Еременьтауская, 14 - Жооалинская, 15 - Жильтауская; 16 - Кууская, 17 - Арналынская, 18 - Суукадырская, 19 - Чарокая, 20 - Торо-Айрыкская, 21 - Кокпектинская, 22 - Калбинская, 23 - Южно-Кузнецкая, 24 - Горно-Шорокая, 25 - Дербинская, 26 - Северо-Байкальская, 27 - Южно-Байкальская, 28 - Средне-Байкальская.

избыточной плотности горных пород района. В таких случаях нередко наблюдается довольно хорошая корреляция аномалий с новейшими структурами. Это дает основание связывать одну группу аномалий и аномальных зон с особенностями глубинного строения, образовавшимися еще в эпоху геосинклинального развития того или иного региона и проявляющимися в особенностях строения приповерхностных горизонтов земной коры, другую — с элементами структуры коры, возникшими в неоген-четвертичное время (иногда предопределенными чертами глубинного строения, сформировавшимися на геосинклинальном этапе). В общем случае аномалии и зоны второй группы, по-видимому, имеют более глубинную природу.

Анализ соотношений магнитных аномалий с геологическим строением выявляет, помимо ряда частных, также и некоторые общие зависимости между характером магнитного поля и строением верхних горизонтов земной коры. Намечается, что архейские складчатые сооружения вызывают слабо повышенные аномальные поля. Протерозойские протгеосинклинальные или близкие к миеосинклинальным, а также развившиеся на них салаирские и герцинские эвгеосинклинальные зоны характеризуются аномальным полем, близким к нулю или отрицательным. Районы развития мощных толщ миеосинклинального характера, независимо от возраста, также отмечаются отрицательными и пониженными аномалиями.

Салаирские эвгеосинклинальные, герцинские типично развитые мезо- и брахигеосинклинальные зоны выделяются положительными аномалиями. Мезоггеосинклинальные зоны всегда характеризуются положительным аномальным полем, если они развивались как геантиклинальные по отношению к соседним участкам.

Очень чувствительным признаком, отражающим структурно-фациальные особенности тектонических зон, является дифференцированность аномального магнитного поля. Сильно дифференцированные поля характерны для эвгеосинклиналей I-го рода, с нормально развитым магматизмом, особенно для эвгеосинклиналей салаирских и каледонских, а также для мезоггеосинклиналей. Средняя степень дифференцированности магнитного поля наблюдается в зонах, в которых достаточно хорошо проявлены, кроме основных структур, определяющих главные черты зоны, также структуры, наложенные на подстилающие. Спокойные поля обычны для зон брахигеосинклинальных, эвгеосинклинальных 2-го рода, миеосинклинальных и для архейских глыб.

В проблеме районирования аномальных полей остается ряд вопросов, требующих разрешения. Важнейший из них — переход от качественных характеристик аномальных зон к количественным. Одной из первоочередных задач является также разработка машинных способов районирования аномальных полей. Нуждаются в объяснении частые расхождения в зональности магнитного и гравитационного полей. Недостаточно исследованы причины расхождения между геофизической и тектонической зональностью, порождающие у геологов недоверие к возможностям геофизики в решении некоторых задач тектоники, а у геофизиков — скептическое отношение к тектоническим построениям геологов. Совершенно не выяснено влияние современного рельефа и остаточной намагниченности горных пород на зональность магнитного поля. По обширным районам Алтае-Саянской области еще отсутствуют материалы даже для общего районирования по аномалиям силы тяжести. Много нового может дать детальное районирование аномальных полей, ныне возможное лишь для небольших территорий.

Глубинное строение

Глубинное строение земной коры нами изучалось в основном по гравитационным аномалиям путем интерпретации их на основе геологических и петрофизических данных. Сущность методики исследования заключается в комбинировании прослеживания геологических границ геофизическими методами на глубину от известных их выходов с расчетами глубин до искомым поверхностям по аномалиям. Для более строгого выделения отдельных локальных аномалий и в случаях, когда какие-либо конкретные данные о характере последних отсутствуют, применяются аналитические и графические методы разложения поля на составляющие. При этом последовательно исключаются аномальные эффекты сначала от тел известных и частично видимых, а затем и от плохо известных и просто предположительных [40, 44, 50]. Расчеты производились по четырехслойной модели, описанной в одной из статей данного сборника.

Для большей части территории низкая детальность гравиметрических материалов обусловила многовариантность решения за-

дачи. Она же в основном явилась причиной некоторых особенностей применения методики к различным регионам.

Различными способами выявлена, а по Центральному Казахстану оценена приближенно неоднородность гранитного и нижележащих слоев земной коры по плотности, однако учет этой неоднородности, исключая ее локальные проявления, оказался невозможным.

По восточной половине Алтае-Саянской горной области построены поверхности раздела в земной коре на основании расчетов глубин нижних кромок магнитно-активных масс. Основанием для этого послужила подмеченная нами концентрация нижних кромок в пределах диоритового слоя. По нижней границе зоны сгущения нижних кромок строилась подошва, по верхней — кровля диоритового слоя. Точность построений весьма низкая, тем не менее они дают самое общее представление о рельефе упомянутых границ раздела.

Была построена серия профилей и карт мощностей и рельефа поверхностей слоев земной коры как для описываемой территории в целом [48], так и для отдельных ее частей [15, 28, 52, 61]. Слои земной коры оказались изученными в разной степени. Так, вулканогенно-осадочный и гранитный слои разделены, да и то не повсеместно, лишь в юго-восточной части Центрального Казахстана, в пределах Обь-Зайсанской тектонической зоны и по отдельным профилям в других регионах. В большинстве случаев они не расчленены и выделяются как один условно-гранитный слой.

Вулканогенно-осадочный слой, который в областях развития докембрийских пород может быть назван метаморфическим, а точнее, вулканогенно-осадочно-метаморфическим, прерывист. Мощность его изменяется часто весьма резко — от 0 до 1–8 км в зависимости от тектонической зональности. В большинстве случаев она остается в пределах 2–5 км.

Гранитный слой на юго-востоке Центрального Казахстана и на Алтае характеризуется мощностями 2–6 км. Лишь в раздувах он достигает 10–15 км. Местами совершенно выклинивается, а в Восточном Саяне развит лишь спорадически [28, 46, 52].

Условно-гранитный слой, будучи наименее мощным (в среднем 1–2 км) на северо-западной окраине Центрального Казахстана (Кокчетауская зона), заметно утолща-

ется за счет вулканогенно-осадочного в пределах дуги эвгеосинклинальных каледонид, в периферической части региона (4-5 км, в раздувах до 13-15 км) и в области герцинид Джунгаро-Балхашской мезосинклинали (4-6 км, в раздувах 10-15 км). На Алтае мощность слоя возрастает, особенно в Горном Алтае. Далее на восток опять происходит сокращение мощности условно-гранитного слоя, причем наиболее сильное и устойчивое по сравнению с остальными регионами южного горного обрамления Сибири. Особенно тонок этот слой в Восточном Саяне. Здесь он часто отсутствует и даже в раздувах не превышает обычно 6-7 км. За Байкалом мощность слоя снова в общем несколько возрастает (от 0 до 15 км), особенно к юго-востоку и северо-западу от Яблоновой области салаирид, т.е. в пределах Юго-Восточного Забайкалья и Витимского нагорья.

Изменяется и разброс значений мощностей. Особенно велик он на Алтае, в Горной Шории и Кузнецком Алатау, в Забайкалье и Прибайкалье. Величина его не всегда находится в соответствии с мощностью слоя, обычно она в зонах повышенной тектонической активности больше.

Диоритовый слой также испытывает существенные изменения мощности от одного региона к другому. Как и гранитный, он имеет пониженную мощность (8-15 км) на северо-западной окраине Центрального Казахстана. Но от периферии к центру региона (точнее, к юго-востоку) он утолщается до 20-25 км. В Обь-Зайсанской зоне слой снова утоняется до 10-15 км. Утонение захватывает весь Горный Алтай и особенно Кузнецкую котловину. Восточнее, в Кузнецком Алатау и Горной Шории, диоритовый слой несколько возрастает в мощности, а затем снова утоняется в Восточной Туве и Восточном Саяне (4-10 км). Наименьшей мощностью он отмечается в Бирюсинской зоне (6-8 км). В Прибайкалье и Забайкалье мощность диоритового слоя снова возрастает до 15-17 км, но не достигает тех величин, какие наблюдаются в герцинидах Центрального Казахстана. Максимальна она в пределах Яблоновой области салаирид и прилегающих к ней территорий. Заметное понижение мощности диоритового слоя происходит в Витимской зоне и особенно в районе оз. Байкал.

Дисперсия мощностей слоя в большинстве случаев значительна, но в Восточном Саяне, Восточном Забайкалье и Байкальской впадине она сравнительно невелика.

В общем, вырисовываются две крупные области повышенной мощности диоритового слоя: Казахско-Алтайская и Забайкальская, — разделенные областями пониженной мощности его — Восточно-Саянской.

Базальтовый слой характеризуется сравнительно небольшой мощностью (около 20 км) в периферических зонах Центрального Казахстана и испытывает заметное утонение в юго-восточном направлении: до 15 км в Актогайской зоне. В Обь-Зайсанской зоне мощность слоя снова довольно резко увеличивается до 25 км и в дальнейшем нарастает по мере продвижения на восток, а в Забайкалье — с юга на север. На фоне этого нарастания выделяется слабое локальное утолщение в Рудном и Горном Алтае (25–30 км), а также очень большое по амплитуде и контрастное — в Восточном Саяне и Туве (до 35–40 км). Если исключить даже сравнительно крупные детали неравномерности распределения масс базальтового слоя, то вырисовывается постепенное увеличение мощности его с запада на восток и в Забайкалье — с юга на север.

Земная кора в целом также испытывает закономерные изменения мощности. Толщина ее увеличивается от 40 до 50 км с запада на восток. Явное утолщение коры происходит и в направлении с севера на юг, т.е. от низкогорья к высокогорью. В Прибайкалье и Забайкалье наибольшая мощность земной коры наблюдается в Витимском нагорье, к северо-западу от Яблонового хребта.

Мощность и характер распределения масс слоев земной коры, особенно гранитного и диоритового, обнаруживают явную зависимость от тектонической зональности. Например, условно-гранитный слой в одних зонах (Улутау-Бетпақдалинская, Еременьтау-Чингизская) распределен линейно, в других (Актогайская, Читино-Олекминская и др.) — мозаично, в третьих (Успенская зона, Кузнецкий Алатау, Горная Шория) — резко неравномерно и т. д.

Рельеф кровли гранитного и диоритового слоев сложный и неоднотипный. В одних тектонических зонах он характеризуется мозаичностью или линейностью в плане и коробчатой формой в вертикальном разрезе, в других он пологоволнистый. Кровля гранитного слоя в отдельных тектонических зонах погружается до 6–8 км, а диоритового до 15–18 км. В результате выполненного исследования установлены сравнительно резкие колебания в глубинах залегания

поверхностей слоев, и в частности базальтового, и обнаружена сложность их рельефа. Глубины залегания кровли базальтового слоя изменяются от 8 до 25 км. В кровле слоя выделяются крупные прогибы и поднятия с амплитудой до 8–12 км. Так, в Рубцовском поднятии базальтовый слой залегает на глубине всего в 10–12 км, в то время как в соседней Обь-Зайсанской зоне погружен до 20–22 км. В отдельных районах Горной Шории и Восточного Саяна он располагается на глубинах, измеряемых всего 4–8 км [15, 46]. Салаириды и байкалиды Алтае-Саянской области отличаются наибольшим приближением слоя к земной поверхности.

За последние годы изучение земной коры описываемой территории и прилежащих районов существенно продвинулось вперед. Кроме исследований, упомянутых в работе [50], выполнены и другие исследования, многие из которых нашли отражение в недавно опубликованной статье Н.А. Беляевского, А.А. Ворисова и С.И. Вольвовского [5]. Так, проведены глубинные сейсмические зондирования по нескольким новым профилям в Центральном Казахстане [59, а также устное сообщение А.А. Попова], по продольному профилю в Кузнецком прогибе [26] осуществлено пересечение через Енисейский кряж [25]. Относительно детально изучено, по данным регистрации промышленных взрывов, глубинное строение западной части Кузнецкого прогиба (устное сообщение С.В. Крылова). Появился ряд новых работ, в которых глубинное строение земной коры отдельных районов южного горного обрамления Сибири трактуется на основе сейсмологических и гравиметрических данных [12, 18, 31, 76 и др.]. В отношении мощности земной коры и характера ее изменения в Алтае-Саянской области, исключая отдельные детали, которые по аномалиям силы тяжести почти невозможно выявить, все методы дают почти тождественные результаты. О строении верхней части земной коры имеющиеся сейсмические материалы либо не дают никаких сведений (сейсмологические), либо хорошо сходятся с гравиметрическими (площадные сейсмические работы в Кузбассе), либо изображают существенные детали строения, не находящие по неясным причинам отражения в гравитационном поле (профиль ГСЗ по р. Томи). На профилях ГСЗ по территории Центрального Казахстана рисуется столь сложная многослойная, притом субгоризонтальная слоистоглибовая структура, что даже контрольные расчеты аномалий силы тяжести по этим профилям сильно затруднены.

1036

По результатам наших исследований выявляются весьма сложные соотношения между различными слоями земной коры. В Казахстане и Салаир-Алтайской части Алтае-Саянской области в самом общем виде намечается обратное соотношение между условно-гранитным и диоритовым слоями, а на Саяно-Байкальской территории — прямое. В том и другом случаях увеличение мощности одного слоя и уменьшение другого или же однозначное изменение обоих слоев обычно не пропорционально. Так, в общем значительные мощности условно-гранитного слоя в Центральном Казахстане ассоциируют с большими мощностями диоритового слоя, хотя соотношения между ними и обратные. В Забайкалье при прямых соотношениях мощностей этих слоев амплитуда изменения толщины диоритового слоя в несколько раз больше, чем гранитного. Кроме того, на фоне указанных общих зависимостей проявляются частные зависимости иногда прямо противоположного характера.

Диоритовый и базальтовый слой находятся в общем в обратных соотношениях друг с другом: региональные утолщения одного сопровождаются утонением другого. Но в Кузнецко-Горношорском районе увеличение мощности диоритового слоя сопровождается утолщением базальтового слоя. В Восточном Забайкалье в ряде подзон оба слоя одновременно либо увеличиваются, либо уменьшаются в мощности.

Таким образом, слои земной коры связаны друг с другом сложными зависимостями, и устанавливаемые простые отношения между ними носят весьма общий характер. Отклонения от них представляют обычное явление. Детальный анализ соотношений слоев земной коры дан в одной из статей сборника [16].

Особые соотношения слоев земной коры наблюдаются в зонах глубинных разломов. Например, в Успенской зоне (Центральный Казахстан) на разлом приходится большой градиент мощности гранитного, диоритового и базальтового слоев и общее утолщение гранитного слоя. В зоне Монголо-Охотского глубинного разлома и Иртышской зоне смятия наблюдается прогрессивное смещение утолщений каждого из нижележащих слоев земной коры в сторону более молодых геосинклинальных прогибов, что, видимо, связано с ростом слоев за счет венильного магматогенного материала.



Слои земной коры, как и кора в целом, неоднородны по плотности, что устанавливается различными способами. Так, уже материалы определения плотности горных пород по образцам выявляют различие регионов по средней плотности групп пород, характеризующих, согласно принятой нами рабочей гипотезе, гранитный и диоритовый слои. В Рудном Алтае и Восточном Саяне, например, породы диоритового слоя плотнее, чем в Центральном Казахстане. В Горной Шории плотность их больше, чем в Рудном Алтае, и т. д. В ряде случаев повышенная или недостаточная плотность локальных участков слоев обнаруживалась при расчетах локальных аномалий в Горной Шории, Восточном Саяне, Бетпак-Дале. Различие плотности земной коры северной и южной половин Центрального Казахстана проявляется также в соотношении поправочного коэффициента аномалий Буге, вычисленного по осредненному земному рельефу, с наблюдаемыми значениями аномалий силы тяжести [50]. Оно было отмечено ранее А.П. Андреевым и другими [I] на основании расчетов плотностей по локальным аномалиям.

Один из важнейших вопросов методики исследования земной коры — отношение выступающих на земной поверхности комплексов горных пород к геофизическим слоям земной коры. С этой точки зрения особый интерес представляют крупные интрузивы гранитоидов, их форма, размеры, мощность, рельеф их кровли и подошвы, отношение к вмещающим породам [42]. Исследование формы интрузивных массивов на основании данных полевых работ, выполненных лабораторией на Кандыгатайском, Преображенском и Каиндинском массивах в Восточном Казахстане, на Белокурихинском и Змеиногорском — в Алтайском крае, на Шиндинском — в Восточном Саяне, на Уйбатском и Улень-Тумском — на восточном склоне Кузнецкого Алатау, а также на базе фондовых геофизических материалов по интрузивам Ортау, Космурун, Дельбететай, Калбинский (Казахстан), Барлакский, Бибеевский, Новосибирский (Новосибирское Приобье) позволило сделать некоторые выводы как о самих интрузивах, так и о характере формирования слоев земной коры [8, 40, 53, 60]. На многих примерах, количество которых сейчас значительно увеличено работами других геологов и геофизиков [10, 67 и др.], показано, что как кровля, так и подошва интрузивов имеют неровный рельеф. Горизонтальные размеры их, как правило, во много раз превосходят их вертикальную мощность. Между кровлей и "по-

дошвой" интрузивов, прослеживающимися на значительное расстояние, часто "обнаруживается" пространство, которое наиболее естественно заполнить гранитами же. Таким образом, подтверждаются представления о крупных массивах гранитоидов (и пород среднего состава) как выступах гранитного и диоритового слоев.

Глубинные разломы, как один из важнейших элементов структур земной коры, также явились объектом исследования группы. Материалы изучения одного из крупнейших глубинных разломов Сибири, Кузнецко-Алтайского, освещены в одной из статей настоящего сборника [20]. Полученные данные позволяют уточнить положение разлома: из-за обилия разрывных нарушений эта задача только геологическим методом на отдельных участках решается с большим трудом. Выявлены приуроченность к нему "приразломных" гранитных интрузий и различие мощности отдельных слоев земной коры в его крыльях. Намечается, что разлом представляет собой наклонный сброс с падением некоторого осредненного сместителя под углом $55-60^{\circ}$. Приразломные интрузивы гранитов приурочены к его опущенному висячему крылу.

Сравнительно высокая детальность составленных карт строения земной коры по весьма сложной области, тектонически разнотипно построенной в разных своих частях, позволила выявить разнообразные взаимосвязи глубинной структуры коры с приповерхностной тектоникой. Эти взаимосвязи подробно описаны в работах [43, 90, 51, 73, 75], здесь отметим в общем виде лишь важнейшие из них:

1. Мощность слоев земной коры находится в определенной корреляционной зависимости с возрастом и типом геосинклинальных структур. Так, мощность гранитного и диоритового слоев понижается, а мощность базальтового, напротив, повышается, от более молодых к более древним эв- и мезогеосинклинальным структурам (рис. 3). Диоритовый слой, кроме того, тем мощнее, чем позднее время наступления брахигеосинклинального режима. Общая мощность земной коры обнаруживает некоторую корреляцию с возрастом брахигеосинклинальных структур, но независима от эв- и мезогеосинклинальных. Она четко изменяется в соответствии с изменением амплитуды новейших движений.

2. Мощность слоев надбазальтовой части земной коры проявляет отчетливую зависимость от осадконакопления и денудации. Это

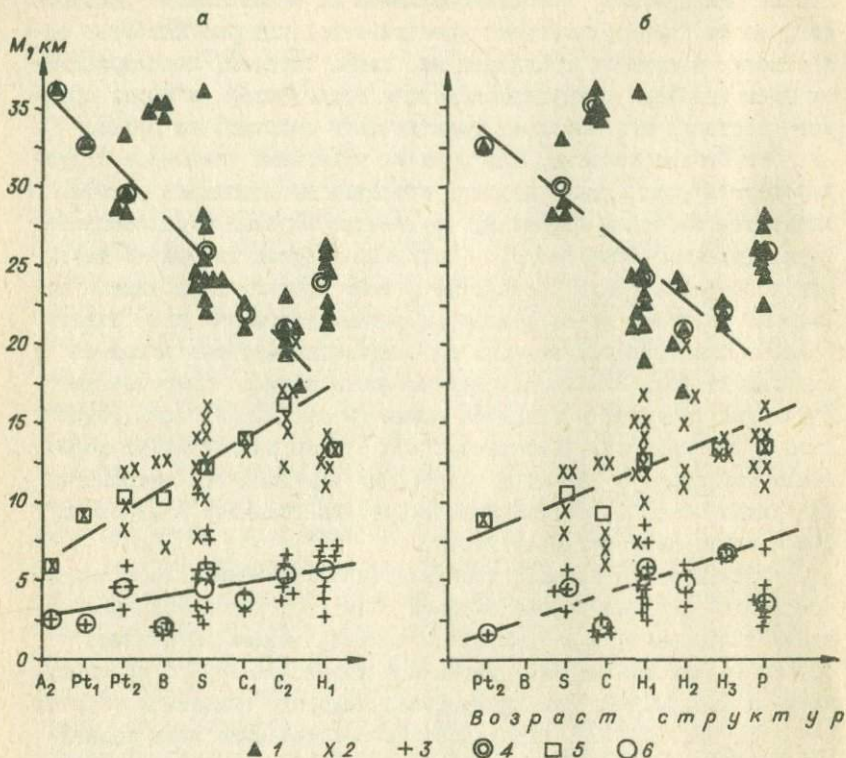


Рис. 3. Зависимость мощностей слоев земной коры M от возраста эвгеосинклиналичных (а) и мезогеосинклиналичных (б) структур в южном горном обрамлении Сибири.

Значения средних мощностей слоев земной коры в тектонических зонах и подзонах: 1 - базальтового, 2 - диоритового, 3 - условно-гранитного (вулканогенно-осадочного+гранитного). Средние для разновозрастных зон и подзон мощности слоев земной коры: 4 - базальтового, 5 - диоритового, 6 - условно-гранитного.

Структуры: A_2 - верхнеархейские, Pt_1 - раннепротерозойские, Pt_2 - среднепротерозойские, В - байкальские, S - салгирские, C_1 - раннекаледонские, C_2 - позднекаледонские, С - каледонские, H_1 - раннегерцинские, H_2 - среднегерцинские, H_3 - позднегерцинские, Р - тихоокеанские.

выражается в том, что большие значения ее характерны для прогибов, необращенных синклиналиев и обращенных антиклиналий и значительно меньшие — для поднятий, необращенных антиклиналий. Исключение составляет Яблоновская зона, в которой, несмотря на длительные восходящие движения, мощность диоритового слоя относительно велика. В структурных элементах высокого порядка указанные зависимости верны для гранитного слоя и совершенно противоположны для диоритового.

3. Мощность слоев земной коры существенно зависит и от интенсивности тектонических движений. Например, гранитный слой оказывается наиболее мощным в зонах интенсивной герцинской складчатости и маломощным там, где интенсивность ее низка. Особенно заметна концентрация масс слоя в зонах глубинных разломов (Иртышского, Успенского и др.).

4. Гравиметрические материалы по районам с очень различными геологическими условиями приводят к построению поверхностей, которые, как и сейсмические границы, являются резко секущими по отношению к складкам слоистых толщ. Тем самым отвергается стратиграфическая природа этих поверхностей.

Выявленные закономерные взаимосвязи истолковываются нами как следствие механизма и условий формирования слоев земной коры. Они определенно свидетельствуют о связи генезиса гранитного и диоритового слоев с геосинклинальным развитием коры, а базальтового — также и с процессами неоген-четвертичной активизации тектонических движений [50, 73].

При изучении глубинного строения земной коры возникает много проблемных вопросов, от решения которых зависит и оценка полученных результатов. Назовем часть из них.

1. Важнейшее значение имеет установление модели земной коры, которая бы наиболее полно отражала черты самой коры. Ниже дана попытка обоснования такой модели для территории южного горного обрамления Сибири. Полученные с ее помощью данные определенно указывают на возможность неоднотипности этой модели для геологически различных областей. Из этого следует необходимость уточнения модели для каждого конкретного тектонического элемента. Намечается расхождение моделей земной коры, выведенных раз-

ными методами. Например, сейсмическая и геолого-геофизическая модели существенно расходятся в изображении верхней половины коры складчатых областей. Расхождения касаются деталей, существование которых, несмотря на сравнительно низкую точность количественной интерпретации аномалий силы тяжести, несомненно. По-видимому, сейсмическая модель также нуждается в пересмотре и уточнении. Уточнение верхней части модели, безусловно, приведет и к уточнению ее нижней половины, так как появится возможность учесть влияние неоднородностей верхних зон земной коры на точность установления глубинных границ.

Главенствующими методами в определении особенностей строения нижней части земной коры остаются сейсмические. Намечившаяся в ряде сейсмических исследований гомогенизация земной коры по пластовым скоростям, возможно, приведет к необходимости обсуждения однородно-вкрапленной модели как наиболее вероятной.

Остается открытым вопрос: что принимать за основу модели коры-массы или поверхности? В гравиметрии часто принимаются массы, в сейсморазведке и сейсмологии — почти всегда поверхности. Отсутствие прямой постоянной связи между этими параметрами и является главной причиной расхождения между гравиметрическими и сейсмическими построениями. Вся история развития Земли [II, 64], земной коры и по крайней мере ее стратисферы, представляется историей дифференциации земного вещества, масс разной плотности. Каждый структурно-формационный комплекс есть продукт этой дифференциации. Поэтому было бы рациональным именно массы (в сейсмике им будут соответствовать скорости) принять за основу модели земной коры.

Малопригодны для построения модели земной коры магнитные данные, поскольку магнитные свойства больше зависят от условий формирования горных пород, чем от их состава и принадлежности к какому-либо историко-геологическому комплексу их [47 и др.]

Почти все геофизические модели земной коры вступают в противоречие с геологическими представлениями о строении верхних ее горизонтов (исключая осадочный чехол платформы). Некоторые геологи даже развивают своеобразную концепцию, согласно которой геофизические границы и тела не имеют отношения к геологическим границам и телам, отражая лишь различие в физических свойствах и состояниях [21]. Подобные "концепции" едва ли нуждаются в

опровержении, поскольку попытки отрыва физических свойств и состояний от вещества и тела представляют, к счастью, лишь редкое исключение.

Частое несоответствие расчетных геофизических границ границам, экстраполируемым от земной поверхности на глубину при предположении, что все основные черты тектонической структуры сохраняются на всю глубину ее мыслимого продолжения, является установленным фактом. Многие геологи отдают предпочтение экстраполяции перед результатами вполне объективных и доказательных расчетов по геофизическим данным. Объяснить это можно лишь как дань традиции, против которой восстают даже некоторые геологические факты. Одним из них является зависимость между пространенностью пород магматических и ультраметаморфических комплексов (обычно секущих по отношению к вмещающим их толщам), с одной стороны, глубиной эрозионного среза и интенсивностью деформаций пород — с другой. Как бы то ни было, но исчезновение на сравнительно небольших глубинах слоистых толщ на геофизических разрезах часто вызывает у геологов откровенное недоверие. В этом повинны и интерпретаторы, обычно не разделяющие на разрезах результаты расчетов от гипотетических деталей. Доказательство правильности геофизических построений, касающихся надбазальтовой части земной коры, является одной из насущных задач времени. Важнейшим элементом в этом доказательстве будет, несомненно, отражение достоверности каждой детали того или иного построения, выполненного на основе интерпретации геофизических данных.

2. Оценка достоверности результатов геолого-геофизического изучения земной коры является второй — после установления модели — важнейшей проблемой. Трудность ее решения заключается как в невозможности непосредственной проверки данных расчетов путем использования независимых методов измерения, так и в сложности взаимосвязей факторов, определяющих погрешности найденных величин. Некоторое представление о сложности этой проблемы дает помещенная в настоящем сборнике статья [54]. Как следует из нее, факторы погрешностей довольно многочисленны и действуют, в зависимости от "приложения их сил", весьма различно. Большие затруднения возникают при нахождении суммарных ошибок вследствие различия законов изменения ошибок элементарных.

Разработка вопроса о точности геолого-геофизических построений не только даст представление об их достоверности, но, вероятно, позволит найти пути уменьшения погрешностей.

3. Наиболее существенным фактором погрешностей определения глубин и мощностей слоев земной коры по гравиметрическим данным являются вариации плотности горных пород, слагающих эти слои. Как отмечалось выше, разнообразные данные свидетельствуют о том, что вариации плотности вполне реальны. Законы этих вариаций могут быть весьма различны для разных тектонических зон на разных глубинах. Познание закономерностей вариаций плотности пород внутри слоев в зависимости от геологических и иных условий представляется одним из важнейших рычагов повышения точности глубинных геолого-геофизических построений. Необходима разработка способов выявления и учета непостоянства плотности при расчетах.

4. В числе основных проблемных вопросов изучения земной коры остается также вопрос о составе ее слоев. Решаться он будет по мере накопления данных о физических характеристиках и структурных формах глубинных зон коры. Большую роль в решении этого вопроса могут сыграть геолого-геофизические исследования морфологии крупных интрузивов и выяснение природы "подстилавших" их пород.

5. В настоящее время очень слабо изучено строение надбазальтовой части земной коры, т.е. тех слоев, которые представляют наибольший интерес для геологов-поисковиков. Чтобы изучение глубинной структуры было приближено к нуждам теории и практики геолого-поисковых работ, необходимо резко усилить геолого-геофизические исследования верхних горизонтов земной коры до глубин 10-15 км. Такие исследования дадут обильный материал и для решения тех проблемных вопросов, которые перечислены выше.

6. О глубинной структуре зон глубинных разломов и о строении самих разломов данные пока очень скудны, хотя уже сейчас выявляется существенная роль разломов в распределении масс, слагающих земную кору. Необходимость детального исследования их очевидна.

7. Геолого-геофизический метод исследования складчатых областей имеет явные преимущества перед другими в изучении верхних горизонтов земной коры. Выявление закономерных связей между

глубинным строением коры и особенностями аномальных полей, по-видимому, открывает перспективы эффективного использования метода и на территориях, плохо обнаженных и закрытых.

Таковы, как нам представляется, главные проблемы и вопросы геолого-геофизического исследования глубинного строения южного горного обрамления Сибири.

Вопросы изостазии

Поиски способов выделения составляющих низких порядков из наблюдаемого аномального поля силы тяжести привели нас к необходимости анализа соотношений между аномалиями и рельефом земной поверхности. Соотношения эти, например, по Центральному Казахстану, оказались неоднотипными и нередко необъяснимыми без учета изостатических явлений. Кроме того, представлялось, что изучение изостатического состояния прольет свет на особенности современных тектонических движений и проявления сейсмичности в Алтае-Саянской области.

Отражение форм рельефа различного порядка в мощности разных слоев, начиная от гранитного и кончая базальтовым и корой в целом, само по себе свидетельствует о наличии многих уровней изостатической компенсации. Это нашло подтверждение и в характере аномалий Фая [50], которые при определенных условиях близки к изостатическим, и в изостатических аномалиях Грааф-Хантера [9, 27, 30]. В той или иной степени изостатически уравновешенными оказываются и некоторые сложенные гранитами горные массивы с поперечником в 10-30 км, и отдельные новейшие поднятия и хребты шириной в немногие десятки километров, и горные сооружения типа Алтайских гор, простирающиеся на сотни километров. В первом случае компенсация происходит за счет утолщения гранитного слоя и погружения кровли диоритового слоя (горы Шалтас, Бектауата и др.), во втором - за счет утолщения всей надбазальтовой части коры (Кызылтасское, Еременьтауское, Даурское поднятия), в третьем - за счет увеличения мощности земной коры. Материалы по другим территориям Союза, в частности по Малому Кавказу и Южно-Каспийской впадине, дают примеры, когда изостатические явления возможно связывать лишь с неоднородностями в мантии.

Выявлена сложная картина изостатических аномалий в западной части Алтае-Саянской области. Так, Горный Алтай и Кузнецкий Алатау фиксируются положительной, а Кузнецкая впадина отрицательной изостатической аномалией. Отдельные участки названных районов, в свою очередь, дифференцированы по интенсивности и знаку изостатических аномалий [30].

Изостатическое состояние различных геологических объектов весьма разнообразно. Земная кора на всех своих уровнях (по крайней мере с глубин 6–8 км) и неодинаково на разных участках подвержена действию изостатических сил. Причиной нарушения изостатического равновесия являются как внутримантийные [2], так и экзогенные процессы, например денудация и аккумуляция материала. Одни из нарушений, видимо, исчезают и появляются довольно быстро в масштабе геологического времени, что можно предполагать, например, в отношении утолщений земной коры под новейшими поднятиями [7, 22], другие являются результатом процессов денудации или подкоровых перемещений материала и, возможно, существуют на протяжении целых геологических эр. Так, очевидно, нарушения изостатического состояния в результате верхнепалеозойской и отчасти мезозойской денудации возникли на участках многих гранитных массивов Центрального и Восточного Казахстана и на месте современных Кызылтасского и Еременьтауского поднятий. Часть из этих нарушений сохраняется и поныне, другие же, если не полностью, то частично, были ликвидированы в результате неоген-четвертичных движений, когда на месте их образовались поднятия различных порядков. Таким образом, некоторые причины изостатических явлений в земной коре были заложены еще на геосинклинальном этапе, но действие их проявлялось на последующих этапах развития земной коры спустя десятки и сотни миллионов лет. Характерно, что сам процесс ликвидации внутрикоровой анизостазии оказался относительно быстротечным: в некоторых случаях он, вероятно, охватил лишь четвертичный период.

Приведенные данные не столько решают, сколько ставят некоторые проблемные вопросы изостази. Так, множественность изостатических уровней ставит на повестку дня изучение изостатических явлений, проявляющихся не только в макро-, но и в мезо- и мегаформах земного рельефа. Сведение проблемы изостази

только к взаимоотношению коры и мантии слишком схематизирует этот сложнейший феномен природы. Весьма многообразным представляется вопрос о времени формирования, длительности существования и ликвидации изостатических нарушений. Изучение его раскроет многие тайны жизни земной коры и ее взаимосвязи с мантией, прояснятся причины длительного сохранения некоторых очагов анизостазии. Это явление как будто неплохо объясняется весьма высокой вязкостью консолидированной земной коры, но наличие локальных участков изостатического выравнивания в самых верхних слоях земной коры при сохранении анизостазии на значительно более крупных территориях вскрывает явную неполноту такого объяснения.

Одним из наименее изученных вопросов в проблеме изостазии является механизм перераспределения материала в земной коре, направленного на установление изостатического состояния. Особенно неясен он в отношении отчетливо выраженных в рельефе гранитных массивов, которые служат ярким примером проявления изостатических движений в твердой кристаллической среде. Давно подмеченная связь их поднятия с часто развитыми по их периметру разломами вскрывает лишь некоторые условия процесса изостатического выравнивания, но не механизм его. Представление о выдавливании гранитов [65 и др.] наталкивается на серьезные затруднения. И тем не менее нередко наблюдаемые рядом с гранитными горными массивами прогибы, заполненные четвертичными отложениями, болотистыми участками и озерами (например, массивы Караколь, Дельбететей, Аркат и другие в Казахстане), создают впечатление компенсационных прогибов, но в таком случае приходится считаться с возможностью течения горных пород в твердом состоянии в условиях низких температур и давлений или же с наличием своеобразных трубчатых разломов, уходящих на глубины, во много раз превосходящие ширину этих "труб". Старая проблема соотношения тектонических движений и изостазии также не может быть оставлена без внимания. Бесспорно, нарушения изостазии, как и считают многие исследователи, являются в основном следствием тектонических движений [2, 6, 79]. Однако в случае локальных поднятий, связанных с внутрикоровым распределением масс в эпоху новейшего тектогенеза, тектонические движения, несомненно, явились следствием изостатических сил. Но в то же время само про-

буждение этих сил оказалось возможным лишь в результате тех грандиозных тектонических движений, которые охватили громадные территории континентов в неоген-четвертичное время. Явления изостазии и тектогенеза оказываются очень тесно и сложно переплетенными, и взаимосвязи их нуждаются в дальнейшем изучении.

Неотектоника и сейсмогеология

Неотектонические исследования велись лабораторией физики земной коры в сравнительно небольшом объеме на территории Алтае-Саянской области в связи с работами по подготовке геологической основы для карты сейсмического районирования и с целью сбора материалов для геологического истолкования данных сейсмологических наблюдений. В результате на основании обобщения литературных данных, анализа картографических и полевых материалов сотрудников геолого-геофизической группы были составлены карта новейшей структуры Алтае-Саянской области в м-бе I:2500000 [41], карта неотектоники Алтая в м-бе I:1000000 и карта новейшей структуры Южного Алтая [66].

Анализ новейшей структуры с учетом порядков структурных элементов показал, что основными структурными формами Алтае-Саянской области являются Алтайское и Восточно-Саянско-Хангайское поднятия, разделяющий их Хакасско-Монгольский прогиб, а также Джунгаро-Зайсанский прогиб. Такие широко ориентированные поднятия, как Западно-Саянское и Таннуольское, представляют лишь элементы 2-го порядка, осложняющие названные выше главные поднятия и прогибы.

В новейшей структуре Алтае-Саянской области отчетливо выражено подмеченное еще В.А. Обручевым [57] несоответствие плана строения структурных форм разных порядков. Выявляется, что структуры более высокого порядка часто отличны по ориентировке от структур предыдущего порядка, но сходны со структурными элементами еще более низкого порядка [41]. На Алтае выделяется не менее пяти порядков новейших структур. По морфологии они соответствуют грабен-синклиналям и горст-антиклиналям [66]. В качестве особого типа структур могут быть выделены внутригорные впадины, отличающиеся большой амплитудой погружения и нередко выполненные кайнозойскими отложениями. Одним из важнейших элементов новейшей

структуры региона являются разрывные нарушения различных типов, времени заложения и амплитуд перемещения.

Между новейшими тектоническими структурами и размещением эпицентров землетрясений существуют связи разного типа и порядка [17, 33, 34, 49, 77]. Они неодинаковы для Алтайского и Восточно-Саянско-Хангайского поднятий. Так, в пределах первого из них эпицентры тяготеют к участкам, наиболее высоко поднятым, в пределах второго — к поперечным прогибам. При этом эпицентры землетрясений, их рои и полосы обычно располагаются по периферии крупных глыбовых структур и приурочены к отдельным разрывным нарушениям, часто к их флангам. Особенно концентрируются они в узлах разноориентированных разломов.

Существенным результатом сейсмогеологических исследований является обнаружение своеобразных эшелонированных систем активных разломов, секущих по отношению к глыбовым структурам и разрывным нарушениям, оживленные участки которых они в себя включают [49].

Нерешенные проблемы неотектоники региона многочисленны. Некоторые из них в той или иной мере освещены в опубликованных в последние годы работах [13, 23, 63, 69 и др.], другие отодвинуты на второй план. Мы отметим лишь те проблемные вопросы, которые важны для решения сейсмогеологических задач. Одним из них является сравнительный возраст дифференцированных движений в Алтайском и Восточно-Саянско-Хангайском поднятиях. Ответ на него может дать материал для суждения о причинах различия сейсмогеологических связей в этих поднятиях и об эволюции этих связей во времени на разных стадиях тектонической жизни земной коры.

Остается в качестве первоочередных задач также составление детальной структурной неотектонической карты региона. Наличие такой карты не только облегчило бы анализ взаимосвязей современных движений с сейсмичностью, но и позволило бы изучить особенности морфологии и закономерности строения новейших структурных форм, что важно для решения некоторых теоретических вопросов геотектоники. Неясны соотношения новейших и современных тектонических движений, поскольку последние на территории Алтае-Саянской области почти не изучены.

Заслуживает пристального внимания вопрос о развитии разрывных нарушений в пространстве в течение какого-то времени.

Например, подтверждение намечающейся миграции активности разломов по мере перемещения их флангов было бы существенным подспорьем при прогнозе землетрясений. Особый интерес представляет изучение эшелонированных зон разломов, причии и механизма их образования, которые, возможно, связаны с динамикой мантии. Одной из важных сейсмогеологических проблем является получение глубинных характеристик ныне живущих глубинных разломов.

Физические свойства

Плотность и магнитные свойства горных пород представляют одну из основ геолого-геофизического исследования земной коры. Поэтому изучались они постоянно параллельно с другими работами как по материалам полевых работ группы, так и по литературным данным. Выявлены некоторые закономерности изменения плотности горных пород от их петрографического состава, возраста, вторичных изменений и даже от особенностей рельефа местности и тектонической зональности [38, 45, 47, 58, 62], изучены магнитная восприимчивость и отчасти остаточное намагничение многих возрастных и петрографических групп пород Центрального Казахстана и Алтае-Саянской области и сделана попытка выявить причины, определяющие магнитные характеристики их [47, 62].

В результате были получены данные о плотностных характеристиках стратифицированных толщ и интрузивных комплексов, а также о возможных значениях плотности слоев земной коры. Установлено, что средняя плотность структурных ярусов несколько различается в разных тектонических зонах. В областях с полным циклом геосинклинального развития она увеличивается с понижением стратиграфического положения яруса, но нередко, начиная с дорифейских отложений, снова испытывает понижение [38], что связано с характером метаморфизма. Зависимость плотности толщ от их возраста обусловлена как степенью уплотнения, так и составом слагающих их горных пород, причем по мере увеличения метаморфизма роль первого фактора понижается, роль второго повышается. В метаморфических и магматических породах плотность определяется преимущественно их составом, при этом степень уплотнения проявляется очень слабо и начинает сказываться

структура. Вторичные процессы, не сопровождающиеся привнесом вещества в условиях невысоких давлений (ороговикование, гидротермальные изменения, выветривание) обычно приводят к разуплотнению горных пород. Почти все указанные закономерности, проявляющиеся в пределах южного горного обрамления Сибири, в той или иной форме отмечались различными исследователями для разных регионов мира и носят, очевидно, глобальный характер.

Анализ данных определения магнитных свойств горных пород Центрального Казахстана, Алтае-Саянской области, Прибайкалья и Забайкалья подтверждает подчиненность их общей закономерности, выражающейся в увеличении магнитной восприимчивости от осадочных пород к магматическим и среди последних — от кислых к ультраосновным. Однако наблюдаются отклонения от этой закономерности, обусловленные особенностями формирования и условиями существования горных пород. Например, среди палеозойских магматических пород одинакового петрографического состава, как правило, наибольшей восприимчивостью обладают более молодые из них. В породах основного состава это может быть связано с процессами вторичного изменения слагающих их минералов (хлоритизация, амфибололизация, лимонитизация, серпентинизация и т. п.), в кислых и средних — с условиями и скоростью их кристаллизации. Наиболее магнитны разности, представляющие краевые фации интрузий, а также массивы их в области высокого положения кровли диоритового слоя. У осадочных пород магнитная восприимчивость повышается в основном вследствие контактового метаморфизма. Рассланцевание, аутометаморфизм, гидротермальный метаморфизм без привноса железа понижают их магнитную восприимчивость. У большинства горных пород, исключая ультраосновные и основные магматические породы, интенсивность намагничивания определяется главным образом условиями их образования и последующими процессами. Это особенно четко проявляется на интрузивных породах кислого и среднего состава в Центральном Казахстане [47].

У некоторых магматических и метаморфических пород велико остаточное намагничение. Иногда оно превосходит индуктивное, что, несомненно, обуславливает существенные погрешности при интерпретации магнитных аномалий без его учета.

Магнитные свойства горных пород подчинены определенной зональности, соотношение которой с тектонической зональностью не всегда ясно.

В исследовании физических свойств горных пород очень важны также плотностная и магнитная характеристики всей описываемой территории. Отмеченные выше закономерности выведены из материалов по отдельным районам, профилям. При имеющей место зональности распределения плотности и магнитных свойств они могут претерпевать изменения, существенные для геологической интерпретации геофизических данных. Изучение зональности изменения физических свойств в зависимости от тектонической зональности должно представлять весьма важное звено в геолого-геофизических исследованиях. К числу наиболее значительных проблемных вопросов относится также детальное изучение влияния условий формирования и вторичных изменений на физические свойства пород (особенно на магнитные) и связи региональных закономерностей изменения свойств с особенностями эндогенных и экзогенных процессов, рельефа и новейших поднятий. При этом необходимо не просто обоснование тех или иных закономерностей, а установление их конкретного проявления на любом участке территории.

З а к л ю ч е н и е

Результаты изучения глубинного строения южного горного обрамления Сибири, полученные не только нами, но и вообще все достигнутые к настоящему времени, носят пока общий, а подчас и предварительный характер. Они кажутся довольно скромными в сравнении с теми проблемами, которые предстоит решить в будущем и важнейшие из которых мы пытались осветить. Земная кора, как известно, — объект весьма сложный, и изучение его любыми методами разрозненно, по какому-либо одному свойству не может быть признано перспективным. На примере охарактеризованных в данной статье работ можно видеть, как в один узел смыкаются на первый взгляд отдаленные одна от другой проблемы, каждая из которых в отдельности не всегда может быть решена. Замечается также неподнота использованного комплекса методов и приемов для решения ряда вопросов. Так, например, особенно ощущается отсутствие по большей части территории сейсмических данных, невыясненность причин расхождения их с данными расчетов по аномалиям силы тяжести и, как следствие этого, неразработанность методики совместного истолкования сейсмических и гравитационных данных.

метрических данных. Поэтому важнейшей и наиболее трудной проблемой в исследовании земной коры является организация и осуществление такого комплекса работ, который дал бы возможность перейти от приближенных вероятностных решений к более точным.

Конечной целью глубинных исследований является создание надежной основы для металлогенических построений и прогноза поисков полезных ископаемых. Чтобы результаты их стали такой основой, необходимо знание взаимосвязей между размещением месторождений полезных ископаемых и глубинным строением земной коры. Некоторые из этих взаимосвязей уже выявлены и отмечены в ряде опубликованных работ, но они, как правило, носят весьма общий характер и в лучшем случае пригодны лишь для объяснения уже известных особенностей распределения рудных зон и провинций, поскольку выделены на базе данных мелкомаштабных исследований.

Для установления более конкретных взаимосвязей, которые могли бы быть использованы не только для объяснения уже известных закономерностей размещения месторождений, но и для открытия новых, а также для непосредственного прогноза поисков рудных районов, рудных узлов и т. д., необходимы более детальные данные о строении земной коры и особенно ее верхних горизонтов до глубин в 10–15 км. В настоящее время мы располагаем такими данными по большей части территории складчатых областей юга Сибири, и работа по выявлению закономерных связей между размещением рудных месторождений и особенностями строения земной коры представляется нам одной из наиболее актуальных и важных геолого-геофизических задач.

Л и т е р а т у р а

1. А н д р е е в А.П. и др. Глубинное строение земной коры Казахстана и методика ее изучения. — Изв. АН Каз. ССР, серия геол., 1964, № 4.
2. А р т е м ь е в М.Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. "Наука", 1966.
3. А р х а н г е л ь с к и й А.Д. Геологические результаты общих магнитометрических и гравиметрических работ в СССР. Тр. ХУП сессии МГК. М., 1937.

4. Архангельский А.Д., Михайлов А.А., Федьинский В.В. Геологическое значение аномалий силы тяжести в СССР. - Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 4.
5. Беляевский Н.А., Борисов А.А., Вольвовский И.С. Глубинное строение территории СССР. - Сов. геол., 1967, № II.
6. Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия материков. "Наука", 1966.
7. Борисов А.А. Геологические факторы, создающие аномалии силы тяжести и нарушающие изостазию. Докл. сов. геол. XXII сессии МГК; "Недра", 1964.
8. Бороздин Ю.Г., Пучков Е.П. Морфология некоторых гранитоидных массивов Казахстана и Алтае-Саянской складчатой области. В настоящем сборнике.
9. Бороздин Ю.Г., Семакин В.П. Об избирательном поднятии гранитных массивов Казахстана и Алтая. В настоящем сборнике.
10. Бочаров В.Е., Розенблат М.М., Толманов В.Н. О морфологии и генезисе Акчатауского интрузивного массива. - Сб. "Геология, геохимия и минералогия месторождений редких элементов". Алма-Ата, 1966.
11. Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли. - Изд-во АН СССР, 1959.
12. Данциг Л.Г., Дергачев А.А., Иващенко А.И. Опыт применения методики точечных зондирований при обработке сейсмологических материалов по Алтае-Саянской области. - Сб. "Методика сейсморазведки". "Наука", 1965.
13. Девяткин Е.В. Характер новейших дислокаций поверхности выравнивания в горах Алтая и Западной Тувы. - Сб. "Проблемы поверхностей выравнивания". "Наука", 1964.
14. Дьячков Н.П., Плешанов С.П. Опыт интерпретации региональных геофизических данных с целью расшифровки геологического строения Восточного Саяна. - Сб. "Геофизические исследования в Восточной Сибири", вып. 3. "Недра", 1964.
15. Есиков Н.П., Ладынин А.В. и др. Строение земной коры Кузнецкой впадины, Кузнецкого Алатау, Горного Алтая и Горной Шории. В настоящем сборнике.

16. Е с и к о в Н.П., М о и с е е н к о Ф.С. Геологическое значение статистических характеристик земной коры. В настоящем сборнике.
17. Ж а л к о в с к и й Н.Д., М о и с е е н к о Ф.С. Землетрясения в Западной Сибири. - Ж. "Природа", 1966, № 3.
18. З о р и н Ю.А. О глубинном строении впадины озера Байкал по геофизическим данным. - Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 7.
19. И в а н к и н П.Ф. Положение Рудного Алтая в схеме тектонического районирования юго-западного Алтая по геолого-геофизическим данным. - Тр. Горнометаллургического ин-та АН Каз.ССР, т. УШ. Алма-Ата, 1960.
20. К а с а т к и н Д.П. О методике геологической интерпретации гравимагнитных съемок м-ба 1:200000. - Ж. "Геофиз. разв.", № 12, 1963.
21. К о с ы г и н Ю.А. и др. Геологическое строение земной коры Сибири и Дальнего Востока. "Наука", Сиб. отд., 1965.
22. К р е с т н и к о в В.Н., Н е р с е с о в И.Л. Тектоническое строение Памира и Тянь-Шаня и его связь с рельефом поверхности Мохоровичича. - Ж. "Сов. геол.", 1962, № II.
23. К р е с т н и к о в В.Н., Р е й с н е р Г.И. Этап активизации новейших тектонических движений Западного Саяна и Западной Тувы. - Ж. "Сов. геол.", 1966, № 6.
24. К р ы л о в С.В., К о н д р а ш о в В.А. и др. Применение точечных зондирований для изучения земной коры Западно-Сибирской низменности. - Сб. "Методика сейсморазведки". "Наука", 1965.
25. К р ы л о в С.В. и др. Глубинные сейсмические исследования в области сочленения Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы. - Ж. "Геол. и геофиз.", 1967, № 2.
26. К р ы л о в С.В. и др. Глубинные сейсмические исследования на юго-востоке Западно-Сибирской плиты и в Алтае-Саянской области. - Ж. "Геол. и геофиз.". 1968, № 2.
27. Л а д ы н и н А.В. Гравитационные аномалии в редукции Граф-Хантера и изостатическое состояние земной коры в Забайкалье. - Ж. "Геол. и геофиз.", 1966, № 3.
28. Л а д ы н и н А.В. Строение земной коры Забайкалья по гравиметрическим данным. В настоящем сборнике.

29. Л а д ы н и н А.В., С е м а к и н В.П. Геофизическая характеристика Кузнецко-Алтайского глубинного разлома. В настоящем сборнике.
30. Л а д ы н и н А.В. Особенности изостатического состояния западной части Алтае-Саянской области в связи с современными движениями и сейсмичностью. В настоящем сборнике.
31. Л ю б е ц к и й В.Н. Глубинное строение и районирование Иртыш-Зайсанской складчатой системы по геофизическим данным. - Изв. вузов. Геол. и разв. 1965, № 12.
32. Л ю б е ц к и й В.Н., С е р д ю к о в М.К. К использованию геофизических данных при геотектоническом районировании на примере Иртыш-Зайсанской складчатой системы. - Сб. "Геологические исследования в Казахстане". Алма-Ата, 1965.
33. М а с а р с к и й С.И., М о и с е е н к о Ф.С. О сейсмичности Алтая. - Ж. "Геол. и геофиз.", 1962, № 8.
34. М а с а р с к и й С.И., М о и с е е н к о Ф.С., С е м а к и н В.П. Алтае-Саянская область. - В сб. "Сейсмическое районирование СССР". "Наука", 1967.
35. М а с т ю л и н Л.А. Некоторые черты геолого-геофизической зональности Забайкалья. Тез. докл. 4-й геол. конф. Чита, 1965.
36. М и р о н о в В.С. Гравитационные аномалии Рудного Алтая и их геологическое значение. - "Вопросы геофизики", вып. II, № 278. Уч. зап. ЛГУ, 1959.
37. М о и с е е н к о Ф.С. Схемы тектоники Центрального Казахстана в свете гравиметрических данных. - Уч. зап. ЛГУ, 1957, № 227.
38. М о и с е е н к о Ф.С. О закономерности изменения плотности пород докембрия и палеозоя. - Ж. "Геол. и геофиз.", 1960, № 12.
39. М о и с е е н к о Ф.С. К вопросу об отражении в гравитационном поле тектонических зон юго-восточной части Центрального Казахстана и их глубинном строении. - Вестн. ЛГУ, 1961, № 18.
40. М о и с е е н к о Ф.С. Об одном способе разложения аномального гравитационного поля. - "Вопросы рудн. геофиз.", № 2. Госгеолтехиздат, 1961.
41. М о и с е е н к о Ф.С. Новейшая тектоника западной части Алтае-Саянской области. - Сб. "Тектоника Сибири", т. I. Изд-во СО АН СССР, 1962.

42. М о и с е е н к о Ф.С. К вопросу о морфологии крупных интрузий Центрального Казахстана. - Бюлл. МОИП, отд. геол. 1964, т. XXXIX(4).
43. М о и с е е н к о Ф.С. Глубинное строение земной коры и его связь с геологическим развитием на примере юго-востока Центрального Казахстана. - Ж. "Геол. и геофиз.", 1964, № 10.
44. М о и с е е н к о Ф.С. По поводу статьи "Об ошибках Ф.С. Моисеенко при интерпретации гравитационного поля Центрального Казахстана". - Изв. АН КазССР, серия геол., 1965, № 6.
45. М о и с е е н к о Ф.С. Плотность горных пород и некоторые вопросы ее изучения. - Ж. "Геол. и геофиз.", 1965, № 8.
46. М о и с е е н к о Ф.С. О глубинном строении средней части Восточного Саяна. - Ж. "Геол. и геофиз.", 1965, № 11.
47. М о и с е е н к о Ф.С. Магнитная восприимчивость как показатель условий формирования горной породы. - Ж. "Геол. и геофиз.", 1966, № 3.
48. М о и с е е н к о Ф.С. Строение земной коры южного горного обрамления Сибири. - Сб. "Региональные геофизические исследования в Сибири". "Наука", Сиб. отд., 1967.
49. М о и с е е н к о Ф.С. Некоторые черты неотектоники, результаты и возможности сейсмогеологических исследований в Алтае-Саянской области. - Ж. "Геол. и геофиз.", 1969, № 2.
50. М о и с е е н к о Ф.С. Строение и развитие земной коры южного горного обрамления Сибири. "Наука", Сиб. отд. (в печати).
51. М о и с е е н к о Ф.С. Взаимосвязь глубинного и приповерхностного строения земной коры. "Наука", Сиб. отд. (в печати).
52. М о и с е е н к о Ф.С., П а в л о в Ю.А. Глубинное строение земной коры на юго-востоке Центрального Казахстана. - Ж. "Геол. и геофиз.", 1964, № 4.
53. М о и с е е н к о Ф.С., П у ч к о в Е.П., Б о р о з - д и н Ю.Г. О морфологии гранитных массивов Новосибирского Приобья по геологическим данным. - Ж. "Геол. и геофиз.", 1966, № 5.
54. М о и с е е н к о Ф.С., Е с и к о в Н.П. К оценке точности расчетов мощностей слоев земной коры и глубин залегания

ния при геолого-геофизических исследованиях. В настоящем сборнике.

55. М у с а т о в Д.И., Т а р к о в А.П. К вопросу о тектоническом строении Центральной части Саяно-Алтайской складчатой области. - Докл. АН СССР, 1959, т. 126, № 6.
56. Н е в о л и н Н.В. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Западного Казахстана. Гостехиздат, 1961.
57. О б р у ч е в В.А. О тектонике Русского Алтая. - Ж. "Землеведение", кн. 3. Петроград, 1915.
58. П а в л о в Ю.А., П а р ф е н о в Л.М. Плотностная характеристика некоторых метаморфических и магматических формаций Восточного Саяна. - Ж. "Геол. и геофиз.", 1965, № 7.
59. П о п о в А.А., А р г е н т о в В.В., О с п а н о в А.П. Строение земной коры Центрального Казахстана по данным глубинного сейсмического зондирования. - Изв. АН КазССР, серия геол., 1967, № 1.
60. П у ч к о в Е.П., Ф е д о с е е в Г.С. Строение Шиндинского плутона (Восточный Саян) по геологическим и геофизическим данным. - Ж. "Геол. и геофиз.", 1965, № 3.
61. П у ч к о в Е.П., П у ч к о в а Л.И. Центральный Казахстан и Юго-Западный Алтай. Иртыш-Зайсанский палеозойский прогиб. "Геологические результаты геофизических работ в Сибири и на Дальнем Востоке". "Наука", Сиб. отд., 1967.
62. П у ч к о в а Л.И., Л а д и н и н А.В. О связи магнитных аномалий со строением земной коры в юго-восточной части Центрального Казахстана. - Ж. "Геол. и геофиз.", 1965, № 12.
63. Р е й с н е р Г.И. Новейшие тектонические движения и развитие рельефа Западной Тувы. Автореф. канд. дисс. М., 1967.
64. Р о н о в А.Б., Я р о ш е в с к и й А.А. Химическое строение земной коры. - Ж. "Геохимия", 1967, № II.
65. С в а р и ч е в с к а я З.А., Я г о в к и н В.И. Явление выдавливания гранитных массивов и их роль в образовании островных гор Центрального Казахстана. - Вестн. ЛГУ, серия геол. и геофиз., 1966, № 24.
66. С е м а к и н В.П. Неотектоника Южного Алтая. - Ж. "Геол. и геофиз.", 1966, № 8.
67. С т р о г а н о в А.Н., Д и а к о в с к а я Ю.В. Новые данные о морфологии Караобинского гранитного массива (Центральный Казахстан). - Ж. "Сов. геол.", 1964, № 2.

68. С у р к о в В.С. Складчатые структуры Урала и Западной Сибири и их отображение в гравитационном и магнитном полях. - Ж. "Геол. и геофиз.", 1964, № 4.
69. Т е з и с ы докладов совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. - Новосибирск, 1965.
70. Ф е д ы н с к и й В.В. Гравитационная характеристика предгорных и межгорных впадин в геосинклиналях. Изд-во АН СССР, 1951.
71. Ф о т и а д и Э.Э. О проблеме геологической интерпретации аномалий силы тяжести на Русской платформе. "Прикл. геофиз.", № 12. Гостоптехиздат, 1955.
72. Ф о т и а д и Э.Э. Современное состояние, задачи и перспективы геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке. - Ж. "Геол. и геофиз.", 1962, № 10.
73. Ф о т и а д и Э.Э., К а р а т а е в Г.И., М о и с е е н к о Ф.С. Некоторые региональные особенности глубинного строения земной коры СССР в свете геофизических данных. - Ж. "Геол. и геофиз.", 1965, № 10.
74. Ф о т и а д и и др. Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке. "Наука", Сиб. отд., 1967.
75. Ф о т и а д и Э.Э., К а р а т а е в Г.И., М о и с е е н к о Ф.С. Некоторые закономерности в строении и развитии земной коры по геофизическим данным на примере Сибири и Дальнего Востока СССР. Докл. сов. геол. XXIII сессии МГК. "Наука", 1968.
76. Ц и б у л ь ч и к Г.М. О годографах сейсмических волн и строении земной коры Алтае-Саянской области. - Сб. "Региональные геофизические исследования в Сибири". "Наука", Сиб. отд., 1967.
77. Ц и б у л ь ч и к Г.М., Ж а л к о в с к и й Н.Д., М о и с е е н к о Ф.С. Результаты сейсмических исследований в Алтае-Саянской горной области". - Сб. "Сейсмичность Сибири", вып. 18. Изд-во СО АН СССР, 1964.
78. Ц ы р е н д о р ж и е в Ц.Ц. Элементы тектоники Прибайкалья по геофизическим данным. - Ж. "Геол. и геофиз.", 1963, № 6.
79. Ш у с т о в а Л.Е. Глубинное строение земной коры Балтийского щита в свете геофизических данных. Автореф. канд. дисс. Л., 1967.

СТРОЕНИЕ
ЗЕМНОЙ КОРЫ

1

К ОБОСНОВАНИЮ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

(Ф.С. Моисеенко)

Интерпретация геофизических и геологических данных с целью познания строения земной коры основывается на какой-то модели ее. Как правило, это одна из сейсмических моделей: слоистая (С), слоисто-градиентная (СГ), неслоисто-градиентная (НСГ), однородная (О) (рис. 1). Слоистые модели коры, благодаря глубинным сейсмическим зондированиям, получили признание большинства геологов и геофизиков [2]. Менее единодушны исследователи в определении количества слоев в этой модели. Наряду с двухслойной моделью все чаще появляются и многослойные, вплоть до таких, в которых многослойность почти переходит в свою противоположность—неслоистость.

Некоторые исследователи [3, 4, и др.] предполагают, что модель земной коры различна в разных тектонических зонах. Слоистая модель наиболее удовлетворяет данным массовых расчетов глубин по магнитным и гравитационным аномалиям и просто объясняет многие геологические явления (например, разделение во времени кислых и основных магмопроявлений, различие магматизма на щитах платформ и в складчатых областях и т. д.). И тем не менее она не общепризнана и не может еще считаться строго доказанной. Наибольшие дискуссии вызывает вопрос о количестве слоев в земной коре. Особое значение имеет выделение слоев в

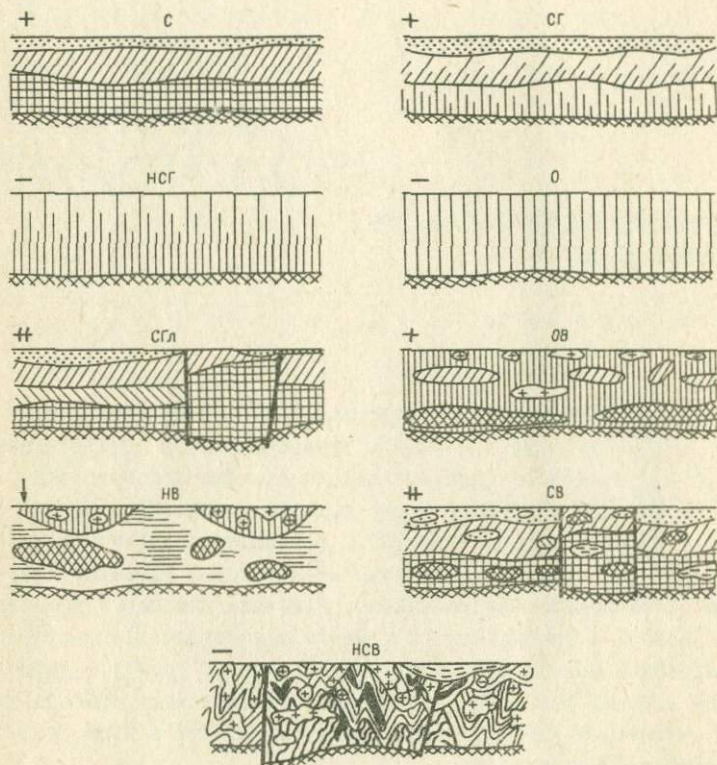


Рис. 1. Возможные модели земной коры.

С - слоистая, СГ - слоисто-градиентная, НСГ - неслоисто-градиентная, О - однородная, СГл - слоисто-глибовая, ОВ - однородно-вкрапленная, НВ - неоднородно-вкрапленная, СВ - слоисто-вкрапленная, НСВ - неоднородно-слоисто-вкрапленная.

Знаком - отмечены модели, не подтверждающиеся интерпретацией гравиметрических данных, знаком ++ - наиболее вероятные, знаком + - вероятные, знаком ↓ - возможные.

верхней части коры, поскольку эти слои почти всегда оказываются секущими по отношению к тектоническим структурам, объяснить их геологическую природу очень сложно.

Возможные модели земной коры

Кроме уже упоминавшихся широко использованных в геофизике моделей (слоистой, слоисто-градиентной, неслоисто-градиентной и однородной), вполне реальными представляются модели слоисто-глыбовой (СГл), однородно-вкрапленной (ОВ), неоднородно-вкрапленной (НВ), слоисто-вкрапленной (СВ) и неоднородно-слоисто-вкрапленной земной коры (НСВ) (см. рис. I). Первая из них предполагает различие слоистой модели в глыбах земной коры, разделенных зонами глубинных разломов, и даже наличие глыб неслоистой коры, вторая — наличие разнородных и разных размеров вкраплений в однородной вмещающей массе.

Неоднородно-вкрапленная модель отражает разные по величине и плотности неоднородности. Слоисто-вкрапленная модель представляет собой те же слоистую или слоисто-глыбовую модели, но с неоднородностями внутри слоев. Представление о неоднородно-слоисто-вкрапленной модели дают обычные геологические разрезы складчатых областей, в которых сложнопостроенная неоднородная слоистая масса пронизана секущими по отношению к ним вкраплениями интрузивных тел и резко метаморфизованных пород.

Из всех перечисленных моделей по соответствию геологическим материалам наиболее реальной и приемлемой является неоднородно-слоисто-вкрапленная модель. Однако именно она до сих пор не подтверждается данными геофизики. И гравиметрия, и сейсмические методы в подавляющем большинстве случаев даже при сложнейшей тектонической структуре указывают на преобладание уплощенных по горизонту тел и некруто наклоненных поверхностей, секущих границы стратиграфических слоев. Материалы массовых расчетов глубин по магнитным аномалиям, как уже отмечалось, тоже подчеркивают в общих чертах горизонтально-слоистый характер распределения материала. Попытки обосновать модель НСВ сейсмическим методом [5 и др.] пока лишь привели к появлению своеобразного гибрида модели НСВ с моделью С, в котором четко проявляются черты С

и не так отчетливо и с явными несоответствиями наблюдаемому геологическому разрезу — особенности НСВ.

Модель слоисто-глибовая основывается на сейсмических данных, но в принципе может быть проверена и данными других геофизических методов. Она хорошо увязывается и с общегеологическими представлениями, основанными на признании слоистой коры.

Модель однородно-вкрапленная выводится (как одна из вероятных) из гравиметрических данных, не противоречит магнитным, но для интерпретации сейсмических данных примеры применения ее нам неизвестны.

Неодородно-вкрапленная модель при реальной плотности горных пород, почти постоянной уплотненности неоднородностей и затухании аномалий от неоднородностей высоких порядков по мере увеличения глубины неизбежно превращается либо в однородно-вкрапленную, либо в слоисто-вкрапленную.

Слоисто-вкрапленная модель с геологической точки зрения наиболее реальна из всех геофизических моделей, что подтверждается сейсмическими и петрофизическими данными. С нею часто приходится иметь дело при интерпретации аномалий силы тяжести, связанных с приповерхностной частью земной коры. Она проявляется при анализе соотношений гравитационных аномалий с земным рельефом и т. д.

Использование слоисто-вкрапленной модели для истолкования аномалий силы тяжести возможно лишь при наличии дополнительных геологических, петрофизических или сейсмических и иных материалов. Однако в большинстве случаев из-за недостатка в них приходится пользоваться слоистой или слоисто-глибовой моделями, дающими значительные погрешности в определении мощностей слоев [8].

Слоистая и слоисто-градиентная сейсмические модели приемлемы и для интерпретации гравиметрических данных. Модели неслоисто-градиентной и однородной земной коры для истолкования последних непригодны.

Таким образом, к числу вероятных могут быть отнесены лишь слоистая, слоисто-глибовая, слоисто-градиентная, однородно-вкрапленная и слоисто-вкрапленная модели. Слоистая модель в настоящее время, когда всеми геологическими методами доказан глибовый характер основных структурных элементов земной коры,

представляет лишь теоретический интерес, однако термин "слоистая" широко применяется к слоисто-глибовой модели. В этом смысле он используется в дальнейшем и нами. Слоисто-градиентная модель не может быть выведена только из гравиметрических данных. Она на практике подменяется слоистой моделью, что приводит к погрешностям в оценке глубин и мощностей слоев коры. Причинами градиентности среды могут быть либо изменение плотности горных пород с увеличением давления, либо изменение их состава с глубиной. Влияние первого фактора, как было показано ранее (7), ничтожно мало, и им можно пренебречь. Значение второго фактора совершенно не изучено.

Слоисто-вкрапленная модель, повторяем, при интерпретации гравиметрических данных обычно заменяется слоистой. Таким образом, в качестве основных вероятных моделей остаются слоистая (слоисто-глибовая) и однородно-вкрапленная модели.

Возможности гравиметрического метода в решении проблемы

Аномальное гравитационное поле складчатых областей разлагается обычно на ряд гармоник, которые, независимо от особенностей интерпретации, приводят к необходимости признания в земной коре либо неровных поверхностей раздела, либо плотностных неоднородностей, располагающихся на разных глубинах. Именно поэтому всякие модели однородной земной коры могут быть отброшены как нереальные.

Расчеты по аномалиям показывают, что неровности поверхностей раздела в земной коре и неоднородности имеют, как правило, горизонтальные размеры больше вертикальных. Это особенно видно, когда расчеты ведутся с использованием вероятных величин избыточной плотности и сведений о геологической природе и некоторых пространственных параметрах возмущающих объектов по части аномалий. По расчетам гравитационных аномалий может быть построен разрез или блок-диаграмма, на которых на разных уровнях располагаются изолированные участки поверхностей с довольно сложным рельефом или неоднородности, отличающиеся от "основной массы" своей плотностью (рис. 2). Как рельеф указанных

поверхностей, так и рельеф кровли и подошвы неоднородностей могут изменяться в деталях (может, например, измениться глубина их залегания), но основные принципиальные черты разреза — уплощенность тел и поверхностей и их ярусное распределение — сохраняются. Только сложные комбинации неоднородностей с несколькими градациями избыточной плотности могут привести к исчезновению ярусности неоднородностей.

При наличии достаточно детальных гравиметрических материалов величины избыточной плотности горных пород уже не могут быть изменены в произвольном интервале. По крайней мере нижний их предел может быть определен путем расчетов, чем значительно сужается и многозначность решения задачи.

Ярусное (этажное) распределение плотностных неоднородностей в земной коре было наглядно показано и чисто формальным способом, путем статистической обработки материалов расчетов глубин по аномалиям силы тяжести А.П. Андреевым и другими [1] на территории Центрального Казахстана.

Нетрудно видеть, что на основании расчетных данных может быть построен и слоистый, и однородно-вкрапленный разрез земной коры. Слоисто-градиентный разрез можно принять, но его практически нельзя вывести из данных гравиметрии.

Модель однородно-вкрапленной земной коры удовлетворяет данным гравиметрии в такой же степени, как и модель слоистая. Более того, она освобождает от необходимости интерполяций, всегда таящих в себе возможность крупных погрешностей. В идеальном случае, т. е. когда расчеты глубин и формы тел достаточно точны, а количество расчетов достаточно велико, однородно-вкрапленная модель приводит к построению поверхностей слоистой модели. Важно, что поверхности вкраплений в однородно-вкрапленной земной коре, как и в слоистой, являются секущими по отношению к геологическим границам слоистых толщ.

Как известно, наблюдаемое аномальное поле силы тяжести представляет собой сумму гравитационных эффектов множества тел, которые в зависимости от их размеров, формы, удаленности от уровня наблюдений создают аномалии различных порядков. Следовательно, по количеству порядков аномалий можно до некоторой степени судить о количестве поверхностей или уровней расположения неоднородностей в земной коре.

В аномальном поле Центрального Казахстана, Алтае-Саянской области, Прибайкалья и Забайкалья, если отбросить аномалии высших порядков, связанные с неоднородностями приповерхностных частей вулканогенно-осадочного слоя, выделяются, как правило, три составляющих. Ширина аномалий 1-й составляющей измеряется сотнями и даже тысячами километров, 2-й — многими десятками и первыми сотнями километров и 3-й — десятками километров (рис. 3). Аномалии более высоких порядков могут быть объединены в одну

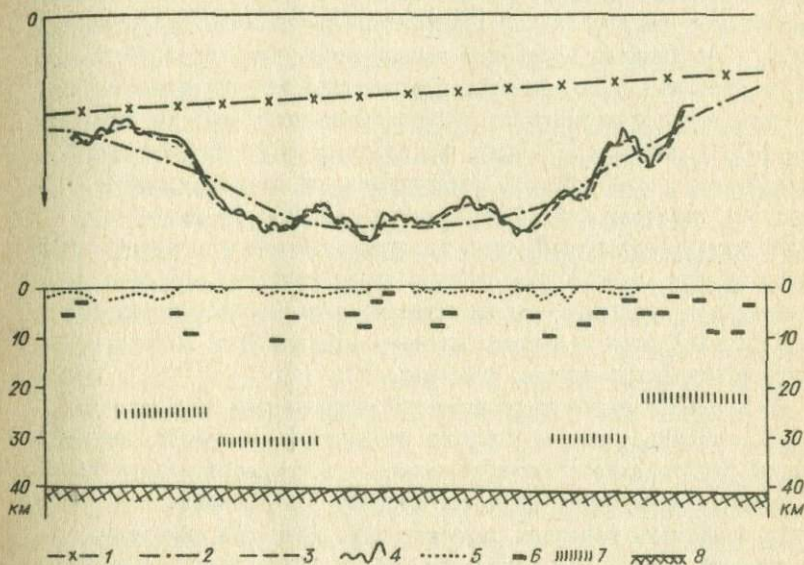


Рис. 3. Кривые аномалий силы тяжести первого (1), второго (2) и третьего (3) порядков. Наблюдаемая кривая (4) и отметки расчетных глубин первого (5), второго (6) и третьего (7) ярусов по одному из профилей в юго-восточной части Центрального Казахстана. Четвертый ярус глубин (8) получен на основании данных ГСЗ в одной точке.

составляющую 4-го порядка. Таким образом, в типичном случае структура аномального поля приводит к модели, в которой должно быть либо четыре поверхности раздела, либо четыре уровня расположения неоднородностей. Если допустить, что одна из составля-

щих относится к подошве земной коры, то наиболее приемлемой оказывается 4-слойная или 4-этажная однородно-вкрапленная модель земной коры. К такой же модели, как уже отмечалось, приводят и данные статистической обработки материалов расчетов глубин [1], выполненных без учета возможной геологической природы аномалий.

Результаты вычисления глубин по аномалиям, которые уже определено могли быть отнесены к поверхностям или телам, расположенным ниже выступающих на земной поверхности, дают вполне закономерное распределение гравитационно-активных поверхностей и масс в вертикальном разрезе земной коры. Так, на глубины до 2-8 км (различно для разных тектонических зон) прослеживаются контакты гранитных массивов с вмещающими породами. На глубинах 1-5, 4-10 и даже до 15-16 км, в зависимости от тектонической зональности, располагаются поверхности или неоднородности 2-го яруса. На глубинах в 8-15 км в одних районах, 16-26 км - в других намечается третий ярус поверхностей или неоднородностей. Четвертый ярус глубин вычисляется уже в значительной мере условно по корреляционно-статистическим зависимостям между мощностью земной коры и интенсивностью аномалий Буге или на основании сейсмических данных (см. рис. 3).

В пределах одной тектонической зоны каждый ярус поверхностей или неоднородностей отделен от другого достаточно широкой полосой "нейтрального" пространства, а в пределах одного "яруса" глубины изменяются от точки к точке закономерно, как бы следуя некоторым неровным поверхностям. Даже при однородно-вкрапленной модели распределение масс подчиняется этим воображаемым поверхностям.

Таким образом, и результаты расчетов глубин подтверждают 4-слойное или 4-ярусное распределение аномальных масс в земной коре. При этом в районах глубоко эродированных древних складчатых сооружений верхние слои или ярусы сохранились лишь спорадически и кора стала 3- и даже 2-слойной. В областях более молодой палео- или мезозойской складчатости, напротив, четко проявляется многоярусность самого вулканогенно-осадочного слоя. Иногда происходит выклинивание какого-либо из слоев [6].

Геолого-геофизические данные о модели земной коры

Расчеты по аномалиям формы крупных интрузивных тел, в частности гранитных, показывают, что они в зависимости от тектонической зональности либо расширяются с глубиной по сравнению с выходами их на земной поверхности, либо где-то у своей подошвы имеют сечение меньшее, чем на поверхности. В некоторых случаях удается установить у одного и того же интрузива и наличие уходящего под вмещающие породы верхнего контакта, и проявление какой-то неровной поверхности под гранитами. При наблюдающейся плотностной однородности таких гранитных массивов связь аномалий с неоднородностями самих гранитов маловероятна. Форма аномалий в плане не позволяет связывать их и с неоднородностью подстилающих массивы толщ, если предположить, что эти толщи слоисты. Расчеты глубин до подгранитной поверхности почти всегда указывают на некоторую удаленность ее от кровли. Из этого следует реальность существования в верхней части земной коры двух поверхностей или двух уровней площадок, которые нередко на значительных территориях не могут интерпретироваться иначе, как части сплошных поверхностей. Действительно, при соотношении площадок, указанных на рис. 4, и наличии отрицательной аномалии, соизмеримой по ширине с длиной отрезка АВ, зону X трудно заполнить чем-либо иным, кроме пород пониженной плотности по отношению к вмещающим породам, т.е., вероятнее всего, гранитами. Но в таком случае и в промежутках между расчетными площадками неизбежны поверхности, отделяющие граниты или сходные с ними по плотности породы от выше- и нижележащих толщ. Картина, изображенная на рис. 4, обычна для многих складчатых областей с широким развитием интрузий гранитоидов. Иногда поверхность кровли гранитных массивов прослеживается на несколько десятков километров от выходов их на поверхность не только по аномалиям силы тяжести, но и по обширным полям ороговикованных пород, как это имеет место к югу от пос. Байназар в Центральном Казахстане. Итак, наличие двух поверхностей в верхней части земной коры находит подтверждение в материалах геолого-геофизических работ. Выявлено, что верхняя поверхность представляет собой кровлю гранитов или гранитизированных масс. Характерно,

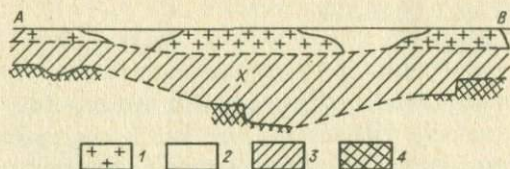


Рис. 4. Схема соотношения расчетных площа-
док надгранитного и подгранитного уровней.

Сплошными линиями показаны рассчитанные
поверхности, пунктирной — предполагаемые;
1 — граниты, 2 — вмещающие породы, 3 —
зона "неизвестного", 4 — подгранитные по-
роды.

что отмеченные факты ставят под сомнение реальность однородно-
вкрапленной модели, так как она неприложима к самой верхней
части коры (зона X и выше).

О природе пород, подстилающих граниты, можно судить на
основании следующих данных:

1. Несомненно, они имеют избыточную по отношению к грани-
там плотность, поскольку крупные скопления дислоцированных и
метаморфизованных пород с плотностью более низкой (на 0,10–0,15
г/см³, чем у гранитов) в условиях изученных складчатых обла-
стей практически невозможны.

2. Отграничивающая их от гранитов поверхность является
секущей по отношению к складчатой структуре вмещающих граниты
вулканогенно-осадочных толщ.

3. Известны случаи, когда в гранитах располагаются круп-
ные тела интрузивов среднего состава, прослеживающиеся по ано-
малиям на значительные расстояния от выходов их на земной по-
верхности (рис. 5). Форма этих интрузивов, объемы и условия
залегания таковы, что внедрение их в виде изолированного тела
представляется маловероятным, а по геотермическим расчетам и
вовсе невозможным [7]. Остается предполагать, что такого рода
интрузивы среднего состава, сложенные диоритами, кварцевыми
диоритами и отчасти более основными и более кислыми разностями

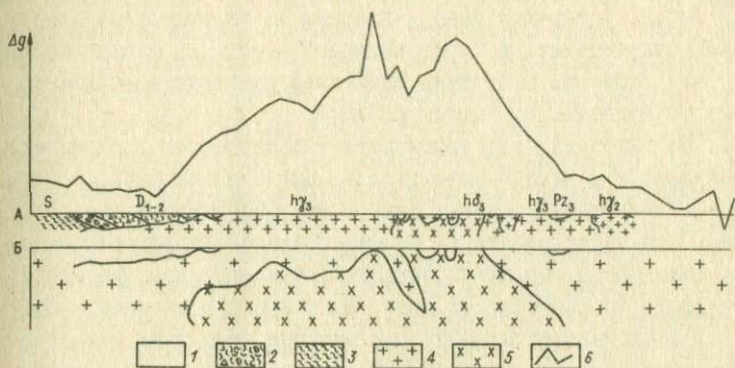


Рис. 5. Аномалия силы тяжести и геологические разрезы (А - наблюдаемый, Б - рассчитанный по аномалии) в районе Южно-Акчагильского интрузива.

1 - альбитофиры и порфиры верхнего палеозоя, 2 - альбитофиры и кварцевые порфиры нижнего и среднего девона; 3 - песчаники и сланцы силура; 4 - поздне- и среднегерцинские граниты; 5 - позднегерцинские диориты; 6 - кривая Δg .

и отмечающиеся значительными положительными аномалиями силы тяжести, являются выступами более крупных тел или даже слоя с такой же или сходной плотностью.

Наглядные примеры, когда такая интерпретация фактов представляется наиболее вероятной, известны в Северо-Западном Прибалхашье и Рудном Алтае.

4. В ряде районов Забайкалья обширные по площади повышенные аномалии определенно увязываются с участками, на которых развиты выступы метаморфических пород, интродуцированных породами среднего и отчасти основного состава. В результате прослеживания этих выступов на глубину по аномалиям выявляется поверхность, секущая по отношению к складчатым структурам вышележащих комплексов. Из этого следует, что на глубине, вероятно, преобладают интрузивные породы.

5. В районах развития древних метаморфических толщ, близких по плотности к породам среднего состава (Кузнецкий Алатау, Горная Шория, Восточный Саян), граниты на значительных пространствах отсутствуют, и "подгранитные" породы, к числу которых могут быть отнесены и крупные интрузивы среднего и основного состава, неотделимы от "надгранитных".

6. На участках, где подгранитная поверхность воздымается и приближается к земной поверхности, эффузивы порфировой формации в значительной степени вытесняются эффузивами среднего состава. Это можно видеть на примере Северо-Западного Прибалхашья, Ащису-Карагандинской подзоны Тенизской зоны, на отдельных участках Обь-Зайсанской зоны, Минусинского прогиба и др.

7. Дайковые серии в районах крупных гранитных массивов сменяют друг друга в определенной последовательности. Дайки аплитов и кварцевых порфиров обычно сменяются дайками альбитофириров, плагиопорфиров, андезитовых порфиритов и микродиоритов, за которыми следуют жильные отщепления основного состава. Если принять, что последовательность внедрения даек отражает ход остывания магматического очага, то можно полагать, что ниже гранитов находятся породы среднего состава, которые, в свою очередь, сменяются на глубине основными породами.

Таким образом, представляется наиболее вероятным, что под гранитами залегают преимущественно интрузивные породы среднего состава и близкие к ним по плотности и составу метаморфические образования. Конечно, из геологических данных не следует, образуют эти породы сплошной слой или лишь крупные вкрапления внутри толщи более низкой плотности. Судя по обширности районов с определенным химизмом магматических продуктов, первое предположение более реально и вполне правомерно говорит о слое земной коры, который условно может быть назван диоритовым.

Что касается более глубоких поверхностей или ярусов неоднородностей, то относительно их природы можно привести лишь косвенные геолого-геофизические и геологические данные. Так, выше уже отмечалось, что жильные дериваты среднего состава сменяются позднее дайками основного состава. В районах высокого положения поверхности (или яруса), отвечающей второй составляющей аномального поля, например, в Рудном Алтае, Кузнецком Алатау и др., интрузивы, принимаемые за выступы диоритового слоя,

имеют более основной состав, чем в местах глубокого погружения этой поверхности. Это дает основание предполагать, что ниже диоритового слоя или на некоторой глубине в самом слое находится слой или вкрапления основных пород, что вполне согласуется с представлением о наличии в земной коре "базальтового слоя". Формально не исключается также вариант, по которому в диоритовом слое располагаются лишь "базальтовые включения". Но поскольку протяженность этих "включений" измеряется многими десятками и сотнями километров при мощности в несколько километров и при горизонтальном залегании, однородно-вкрапленная модель представляется маловероятной и для средних горизонтов земной коры, тем более что она противоречит и закономерному увеличению основности коры с глубиной, на которое указывают как геологические, так и (через увеличение скоростей упругих волн) сейсмические данные.

В ы в о д ы

1. Из двух формально равновероятных моделей земной коры — слоистой (слоисто-глыбовой) и однородно-вкрапленной — предпочтение, как следует из геолого-геофизических материалов, должно быть отдано первой модели. Слоистая модель, как известно, наиболее приемлема и для истолкования сейсмических данных. Еще большим приближением к реальной земной коре, несомненно, является слоисто-вкрапленная модель, к использованию которой и следует стремиться при интерпретации геофизических данных.

2. Количество слоев в модели коры может быть различно. Типичной для изученной территории является четырехслойная модель, в которой сверху вниз, не считая неметаморфизованных платформенных и почти платформенных отложений, выделяются слои: 1) вулканогенно-осадочный, 2) гранитный, 3) диоритовый и 4) базальтовый. Последний подстилается подкорovým слоем. Первые три слоя соответствуют "гранитному" сейсмической модели. Любой слой коры может выклиниваться, но наибольшей невыдержанностью отличаются слои гранитный и вулканогенно-осадочный.

3. Предлагаемая геолого-геофизическая слоистая модель земной коры основывается на взаимоувязанных гравиметрических, геологических и петрофизических данных. Она жестко "закреплена" во многих точках, что придает ей высокую степень достоверности. Этим она отличается от просто гравиметрических моделей коры, не связанных ни реальными значениями плотностей, ни какими-либо геологическими сведениями о возмущающих телах. Множественность их практически беспредельна, а достоверность каждого варианта ничтожно мала.

4. Будучи достоверной в своих принципиальных особенностях геолого-геофизическая слоистая модель коры имеет значительные пределы изменчивости количественных характеристик глубин и мощностей слоев, что обусловлено главным образом вариациями петрофизических параметров и в меньшей степени - геологических. Представляется, что мерой достоверности самой модели можно считать достоверность выполненных на ее основе построений [8].

Л и т е р а т у р а

1. А н д р е е в А.П. и др. Глубинное тектоническое районирование территории Казахстана по геофизическим данным. - Сов. геол., 1966, № 6.
2. А н д р е е в А.П. и др. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л., Гостоптехиздат, 1962.
3. К р ы л о в С.В. и др. Строение земной коры в центре и на юго-востоке Западно-Сибирской низменности по данным точечных сейсмических зондирований. Геол. и геофиз., 1966, № I.
4. К р ы л о в С.В. и др. Глубинные сейсмические исследования в области сочленения Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы. - Геол. и геофиз., 1967, № 2.
5. Л и т в и н е н к о И.В. Сейсморазведка при изучении основных структур Кольского полуострова и Северной Карелии. - Сб. "Проблемы изучения геологии докембрия". Л., "Наука", 1967.
6. М о и с е е н к о Ф.С. Строение земной коры южного горного обрамления Сибири. - Сб. "Региональные геофизические исследования в Сибири". Новосибирск, "Наука", 1967.

7. М о и с е е н к о Ф.С. Строение и развитие земной коры южного горного обрамления Сибири. Новосибирск, "Наука", (в печати).
8. М о и с е е н к о Ф.С., Е с и к о в Н.П. К оценке точности расчетов мощностей слоев земной коры и глубин их залегания при геолого-геофизических исследованиях. См. наст. сборник.

К ОЦЕНКЕ ТОЧНОСТИ РАСЧЕТОВ МОЩНОСТЕЙ
СЛОЕВ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ГЛУБИН ИХ ЗАЛЕГАНИЯ
ПРИ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

(Ф.С. Моисеенко, Н.П. Есиков)

Состояние вопроса

Результаты исследования представляются более достоверными и наглядными, если они выражены через количественные показатели исследуемого предмета или явления. При изучении земной коры такими показателями в первую очередь являются: мощность земной коры или отдельных ее слоев, глубины залегания поверхностей раздела, соотношения мощности слоев земной коры и другие различного рода корреляционные связи. Но как непосредственные результаты измерения, так и любой результат их обработки дает не точное, а лишь приближенное значение исследуемых величин. Характеристика явления не закончена и, можно сказать, проведена лишь наполовину, если она не сопровождается оценкой точности получаемых результатов. Естественно поэтому, что многие статьи, посвященные изучению глубинного строения земной коры, содержат данные о величинах погрешностей в определении глубин залегания поверхностей раздела в земной коре, мощности слоев и т. д.

Однако чаще всего приводятся лишь ошибки одного характера и порой бессознательно упускаются различного рода ошибки, совершенные в результате допущений или принятия определенных

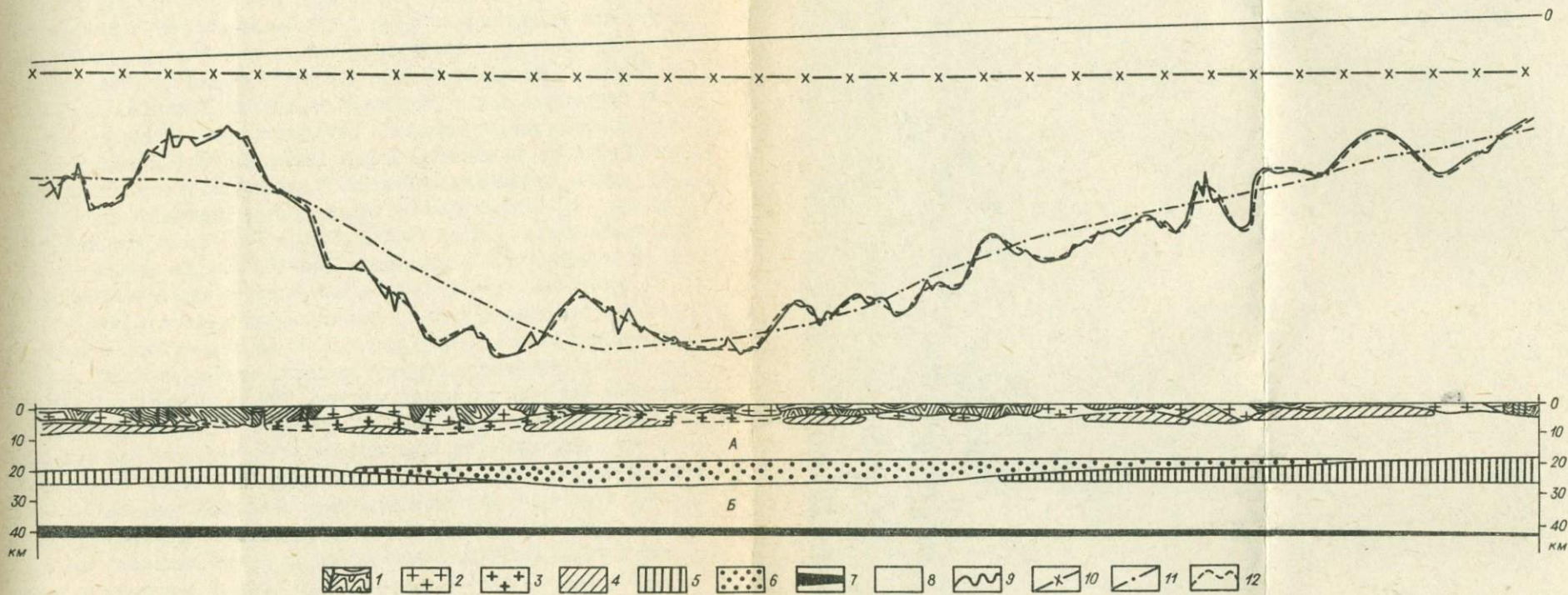


Рис. 2. Схематический расчетный профиль, построенный при заданных значениях плотности (юго-восток Центрального Казахстана).

I - вулканогенно-осадочные толщи с изображением тектонической структуры (цифрами обозначена их плотность), 2 - гравитационно-активные массы пониженной плотности ($\sigma=2,62 \text{ г/см}^3$); 3 - они же, но с менее надежно определенным местоположением в разрезе; 4 - гравитационно-активные массы повышенной плотности ($\Delta\sigma=0,10$); 5 - гравитационно-активные массы повышенной плотности ($\Delta\sigma=0,18$) или 6 - заменяющие их по гравитационному эффекту массы пониженной плотности ($\Delta\sigma=-0,18$); 7 - гравитационно-активные массы высокой плотности ($\Delta\sigma=0,40$) у подошвы коры; 8 - "гравитационно-нейтральные" зоны верхняя (А) и нижняя (Б). Кривые Δg : 9 - наблюдаемая, 10 - аномалий I-го порядка; 11 - аномалий 2-го порядка; 12 - аномалий 3-го порядка.

числовых постоянных, хотя результаты геофизических исследований потом рассматриваются их авторами (да и читателями) как высокоточные. Например, в последнее время при геологических и геофизических исследованиях часто применяется метод наименьших квадратов с аналитическим или графическим решением. При этом небольшую величину "вероятных ошибок" обычно рассматривают как указание на высокую точность сделанных выводов, в то время как она свидетельствует лишь о хорошем согласии наблюдений. Систематические погрешности, связанные, например, с использованием неверных допущений, могут привести к действительным ошибкам гораздо большим, чем "вероятные ошибки". Особенно опасными являются систематические ошибки постоянного характера, которые не могут быть обнаружены и определены непосредственно по ряду наблюдений или измерений, а также ошибки метода. Может оказаться, что величина, которая считается определяемой с точностью 5-10%, в действительности имеет точность намного ниже. Например, в случае использования корреляционно-статистических методов расчета мощностей коры и ее слоев по гравиметрическим данным за ошибку часто принимают величину среднеквадратичного отклонения глубин, полученных по сейсмическим данным от принятой теоретической зависимости $H = f(\Delta g)$, выведенной для обширного региона или даже для всего земного шара [2]. При этом ошибка может быть значительно занижена, поскольку "осредненные графики" не отражают локальных изменений мощности слоев коры. Сказанное относится и к построениям, основанным на расчетах глубин по аномалиям, когда точность характеризуется по отклонениям вычисленных величин от среднего значения для данного участка [1].

К систематическим ошибкам относят те, которые не изменяются при измерении разных экземпляров однородной группы предметов (инструментальные ошибки), и ошибки, которые меняются при переходе к измерению от одного предмета к другому или от одной точки к другой, но все-таки поддающиеся учету каким-либо способом. Одни систематические ошибки очень изменчивы по величине, но сохраняют знак, другие изменяются и по величине, и по знаку. В геолого-геофизических задачах ошибки имеют особенно сложную природу, и часто нельзя указать четко границу между систематическими и случайными ошибками. Более того, некоторые

систематические ошибки при соответствующих условиях действуют как случайные. Различие законов действия частных ошибок нередко создает непреодолимые трудности для определения ошибок суммарных, вследствие чего последние вычислены в отдельных случаях лишь приблизительно.

При геолого-геофизических исследованиях на платформах обычно приближенно оцениваются ошибки методов вычислений глубин по аномалиям и возможные ошибки из-за вариаций плотности платформенного чехла [7]. Примеры оценки точности определения по гравиметрическим данным глубин и мощностей слоев земной коры при геолого-геофизических исследованиях в складчатых областях, когда многие исходные величины имеют вероятностный характер, нам неизвестны. Отсутствуют работы, в которых были бы проанализированы законы изменения частных ошибок, вносящих погрешность в окончательный результат.

Основные положения геолого-геофизической методики и возможные источники ошибок расчетов

Примененная нами методика интерпретации гравиметрических данных с целью изучения глубинного строения земной коры исходит из следующих положений:

- 1) земная кора принимается слоистой;
- 2) часть аномалий обусловлена гравитационным эффектом масс пород, частично доступных наблюдению и измерению на земной поверхности и являющихся выступами слоев земной коры;
- 3) слои земной коры сложены комплексами пород, имеющих аналогов среди пород, выступающих на поверхности и подчиненных тем же закономерностям изменения физических свойств.

За основу методики интерпретации принимаются: а) геологические данные о выступах на земную поверхность самых верхних слоев земной коры; б) материалы измерения плотностей горных пород; в) возможность расчета по аномалиям предельных глубин до внутрикоровых поверхностей.

Поскольку земная кора многослойна, одной из важнейших операций, определяющих конечный результат, является разложе-

ние наблюдаемого аномального поля на составляющие, каждая из которых отвечает какой-то поверхности в земной коре. Над выходами горных пород, соответствующих тому или иному слою коры, наблюдаемые значения гравитационной аномалии, естественно, должны рассматриваться как результат гравитационного эффекта всех нижележащих поверхностей или тел [4, 6]. При отсутствии выходов вычисляются по аномалиям глубины до внутрикоровых поверхностей, а затем по значениям глубин находятся значения составляющих Δg .

Результаты определения мощностей слоев коры затем используются для выявления зависимостей между приповерхностным и глубинным строением как в региональном, так и в локальном плане [5, 6]. При этом все основные выводы основываются на сопоставлениях по структурным элементам, имеющим ширину 50–150 км и протяженность 150–1000 км. Личь единичные из них (Кокчетавская, Витимская и Тенизская зоны) имеют ширину 300–400 км. Региональные структуры характеризуются шириной до 1000–1500 км.

Рассмотрим кратко возможное влияние каждого из положений или действий на конечный результат работы.

1. Гипотеза о слоистой земной коре, вытекающая из сейсмических данных и материалов расчета формы тел по гравитационным аномалиям, предполагает необходимость интерполяции границ и тел как по горизонту, так и на глубину. В результате интерполяции на глубину к относительным аномальным массам обычно добавляется некоторый слой пород, что понижает четкость дифференциации масс в коре. Вследствие интерполяции по горизонту суммируются неоднородности нескольких порядков.

В случае неслоистой коры неоднородности в земной коре располагаются изолированно, но в основном остаются на тех же уровнях, что и в слоистой модели коры. Таким образом, выводы о соотношениях приповерхностных структур с распределением масс в коре верны и в этом случае.

2. Обусловленность части аномалий породами, выступающими на земной поверхности, не подлежит сомнению. Гипотетична связь таких пород с соответствующими слоями земной коры. При несоответствии этой гипотезы действительности будет иметь место случай неслоистой коры, рассмотренный выше.

3. Неоднородности распределения масс в земной коре, вне всякого сомнения, связаны с различием слагающих ее пород по плотности. Причиной таких различий, как следует из материалов определения плотности горных пород в широком диапазоне температур и давлений, является у метаморфических и магматических пород главным образом различие в химическом составе. Нет оснований ожидать, что в недоступной наблюдению части земной коры появятся какие-то неизвестные породы или законы изменения их физических свойств будут существенно отличными от таковых для обычных земных пород в лабораторных условиях. Достоверность этого суждения пока оценке не поддается и принимается в качестве постулата.

4. Геологические наблюдения доставляют сведения о составе и горизонтальных размерах геологических тел, а также о характере их залегания в приповерхностной части земной коры. Ошибки в определении первых двух параметров ничтожно малы, и ими можно пренебречь при использовании этих параметров для расчетов.

5. Плотность горных пород даже основных петрографических и возрастных групп в "консолидированной" земной коре различается на очень малую величину: от 0,1 до 0,4 г/см³. Из вариационных кривых плотности следует, что при расчетах с $\Delta \sigma = 0,1$ г/см³ из-за вариаций плотности в 30-20% случаев ошибка может превосходить 30%, а в 10-20% случаев - более 40% (рис. 1).

6. Расчеты глубин по аномалиям всегда содержат заметную ошибку, которая в случае расчетов по гравитационным ступеням графическим методом складывается из частных ошибок: из ошибки за неточность построения кривой по карте изоаномал, ошибки графических построений при определении Δg и Δx методом касательных, ошибки определения избыточной плотности и отношения градиента к этой плотности ($\frac{G}{\Delta \sigma}$), ошибки за замену трехмерного тела двухмерным, ошибки за замену призмы уступом и ошибки за отклонение поверхности уступа от вертикального положения. Погрешности графических построений обычно невелики, и ими можно пренебречь.

7. Ошибки в разделении наблюдаемого аномального поля на его составляющие имеют решающее значение для точности построений. Нахождение составляющих производится двумя способами: по значениям Δg над массивами пород, принимаемыми за выступы

соответствующих слоев земной коры, и по расчетам глубин до искомым поверхностям по аномалиям.

Относительная частота применимости каждого из этих способов неодинакова для разных составляющих в различных районах.

Третья составляющая почти на всей исследованной территории, за исключением брахигеосинклинальных прогибов, выделяется первым способом. По расчетам глубин до гранитного слоя значения третьей составляющей находятся лишь в единичных точках.

Вторая составляющая в юго-восточной части Центрального Казахстана находилась путем расчетов глубин. На Алтае расчеты глубин использованы примерно в 80% случаев определения этой составляющей, а в Кузнецком Алатау, Прибайкалье и Забайкалье - в половине случаев. В Центральном Казахстане вторая составляющая выделена третьим способом, основанным на учете изостатических явлений.

Первая составляющая выделялась осреднением как графическим, так и аналитическим.

Таким образом, на точность расчетов кровли гранитного слоя преимущественное влияние оказывают ошибки определения значений третьей составляющей по наблюдаемым значениям Δg над его выступами, на точность расчетов подошвы влияют также и ошибки выделения второй составляющей на основании расчетов глубин. Погрешности определения глубин подошвы диоритового слоя целиком определяются ошибками расчетов глубин.

Во всех этих случаях речь идет об ошибках в определении искомым величин на участках или в точках действий. Между ними глубины определяются по относительному изменению Δg , и их погрешность обуславливается главным образом отклонением действительной избыточной плотности от принятой. Поскольку значения второй со-

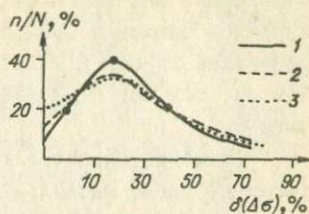


Рис. 1. Эмпирические кривые распределений отклонений избыточной плотности от расчетной $\Delta\sigma$ ($0, 10 \text{ г/см}^3$) из-за вариации плотности.

По оси абсцисс отложены отклонения избыточной плотности от расчетной (%), по оси ординат - частота их появления: 1 - для гранитов, 2 - песчаников; 3 - алевролитов.

ставляющей находятся по небольшому числу точек, это имеет существенное значение при решении вопроса о достоверности локальных изменений глубин и т. п. Ошибки интерполяции при этом не учитываются, так как определить их величину не представляется возможным.

Точность расчетов глубин залегания подкорового слоя зависит от того, насколько соответствуют действительным приняты в исходной точке глубины и избыточная плотность и насколько соответствует осредненное поле эффекту от поверхности подкорового слоя.

Погрешность определения мощности гранитного слоя из-за ошибок разделения аномального поля на составляющие будет зависеть от точности выделения третьей и второй составляющих, диоритового слоя — второй и первой составляющих. При этом преимущественное влияние на дифференциацию мощностей слоев оказывают составляющие более высокого порядка: на дифференциацию гранитного слоя — третья, диоритового — обычно вторая.

В случае определения значений составляющих по наблюдаемым величинам Δg над выходами соответствующих слоев погрешность этих значений будет складываться из ошибки за сглаживание кривой Δg и ошибки за ограниченность размеров "выступов слоев".

При нахождении значений составляющих аномального поля с помощью расчетов глубин ошибка искомым значений будет определяться ошибками расчетов глубин и отклонением действительной избыточной плотности от принятой.

Оценка частных ошибок расчетов

При соблюдении условий, изложенных в пунктах I-4 предыдущего раздела, точность расчета глубин залегания поверхностей и мощностей слоев земной коры определяется следующими ошибками: 1) ошибкой выделения составляющих аномального поля силы тяжести — M ; 2) ошибкой, обусловленной сглаживанием кривой Δg при построении ее по карте изоаномал, — ϵ_1 ; 3) ошибкой, обусловленной вариацией избыточной плотности слоев земной коры, — ϵ_2 ; 4) ошибкой расчетов с помощью палеток — ϵ_3 .

Ошибка M имеет различный характер в зависимости от способа выделения составляющих аномального поля. Она одна в случае определения значений составляющих по наблюдаемым значениям Δg над выступами слоев (M_1), другая — при определении их по расчетам глубин (M_2) и третья — при выделении составляющих путем осреднения (M_3). Ошибки M_1 и M_2 могут относиться как к третьей составляющей (M_1', M_2'), так и ко второй (M_1'', M_2'').

Ошибка M_1 определяется, кроме погрешности за сглаживание кривой (ε_1), также следующими элементарными ошибками: за замену призматических тел слоем — ε_4 и за замену трехмерных тел двухмерными — ε_5 .

Ошибка M_2 определяется в основном погрешностью вычисления Δg для получения значений искоемых составляющих. Эта погрешность обуславливается сложной по своему характеру ошибкой определения глубин (m_1) и ошибкой за вариации плотности (ε_2). Ошибка расчета глубин m_1 зависит от ряда перечисленных элементарных ошибок и, кроме того, от ошибки расчета глубин за сглаживание кривой Δg (ε_6), от ошибки за отклонение уступа от вертикального (ε_7), ошибки расчета глубины за неучет ограниченности тел (ε_8) и ошибки расчета глубин за отклонение плотности от наиболее вероятного значения (ε_9).

Систематическую часть общей ошибки определим как разность наблюдаемого и истинного значений, имеющую положительный знак, если какая-то причина завышает искомую величину, и отрицательный, если занижает ее. Поправка учитывается в этом случае алгебраическим вычитанием ошибки из наблюдаемой величины.

Мощности слоев, составляющие и компоненты Δg представляют собой функцию вида: ($U = f_1 - f_2$), где f_1 — значение составляющей или компоненты более высокого порядка, глубина до нижележащих поверхностей (или подошвы слоя), а f_2 — значение составляющей или компоненты более низкого порядка или глубина кровли слоя. Если f_1 и f_2 взаимосвязаны, то среднеквадратическая ошибка функции U представляется в виде:

$$m_u = \sqrt{m_1^2 + m_2^2 - 2R m_1 m_2},$$

где R — коэффициент корреляции.

Величина m_u зависит от характера корреляции.

Если коэффициент корреляции равен нулю, а он действительно в подавляющем большинстве случаев близок к нулю, то

$m_u = \sqrt{m_1^2 + m_2^2}$ т. е. m_1 и m_2 суммируются как ошибки

независимых величин. Поэтому в дальнейшем при вычислении среднеквадратичных ошибок определения составляющих Δg , мощностей и глубин залегания слоев вполне правомерно использовать формулы, выведенные для случая суммирования среднеквадратичных ошибок независимых величин [8].

Ошибка выделения составляющих аномального поля. А. Погрешность определения значений составляющих по наблюдаемым значениям Δg над выступами слоев (M_I) возникает в результате действия ошибок ϵ_1 , ϵ_4 и ϵ_5 .

Ошибка ϵ_1 при снятии значений Δg с 5-миллигальной карты не будет превосходить $\pm 2,5$ мгл. Она имеет абсолютный характер, и относительная ее значимость быстро уменьшается с увеличением искомым величин от ± 15 до $\pm 4\%$ (ϵ_1 , средняя 10%) для подошвы гранитного слоя и от ± 10 до $\pm 2\%$ (ϵ_1 , средняя 6%) для диоритового (рис. 2).

Вариации плотности могут обусловить отклонения от указанных величин погрешностей. Так, для гранитного слоя в случае понижения избыточной плотности до $0,06 \text{ г/см}^3$ ϵ_1 при прочих равных условиях возрастет до $\pm 7-24\%$.

Отметим, что мы берем здесь в качестве среднеквадратичной ошибки предельную погрешность сглаживания и, тем самым, заведомо увеличиваем как общую ошибку определения составляющих, а следовательно, глубин и мощностей слоев, так и ее случайную компоненту.

Погрешность ϵ_4 систематически занижает искомую величину на 5-16% (рис. 3,а) или в среднем на 10%.

Погрешность ϵ_5 также всегда занижает искомую величину на 5-12% (в среднем на 8%) при определении третьей составляющей и на 9-16% (в среднем на 12%) при определении второй составляющей (см. рис. 3,б). Она может быть определена и учтена, если исходить из соотношений полусосей аномалий.

Таким образом, M_I , определенная как среднеквадратичная ошибка, при учете поправки за ϵ_4 и ϵ_5 равна в среднем $\pm 10\%$

для третьей составляющей и $\pm 6\%$ - для второй составляющей.

Если ϵ_4 и ϵ_5 не учтены, то $M_T = \sqrt{\epsilon_7^2 + (\epsilon_4 + \epsilon_5)^2} = \pm 21\%$ для третьей составляющей и $\pm 23\%$ для второй составляющей.

Общая ошибка в случае учета поправок ϵ_4 и ϵ_5 целиком состоит из случайной компоненты, равной $\pm 10\%$ для третьей составляющей и $\pm 6\%$ для второй. При неучете ϵ_4 и ϵ_5 суммарная ошибка состоит из случайной и систематической компонент, соответственно равных для третьей составляющей ± 10 и -18% и для второй ± 6 и -22% .

Б. Погрешность определения значений составляющих по расчетам глубин M_2 складывается из следующих ошибок: $\epsilon_1, m_1, \epsilon_2$.

Характеристика ϵ_1 была дана выше. По условиям выбора аномалий для расчетов в данном случае она почти всегда меньше 10% . Ошибка m_1 зависит от погрешностей $\epsilon_4, \epsilon_5, \epsilon_6, \epsilon_7, \epsilon_8, \epsilon_9$.

Сглаживание кривой Δg , обуславливающее ошибку ϵ_1 , в неблагоприятных случаях на "асимптотических" участках аномалии может достигнуть ± 5 мгл. При этом изменяется Δx аномалии, градиент же практически останется неизменным (рис. 4, а).

Изменение Δx , а следовательно, и искажение глубины до верхней плоскости уступа (h) и его мощности (l) обратно пропорциональны градиенту аномалии (см. рис. 4, б). Для случая 25-миллигальной аномалии ошибка определения глубины до основа-

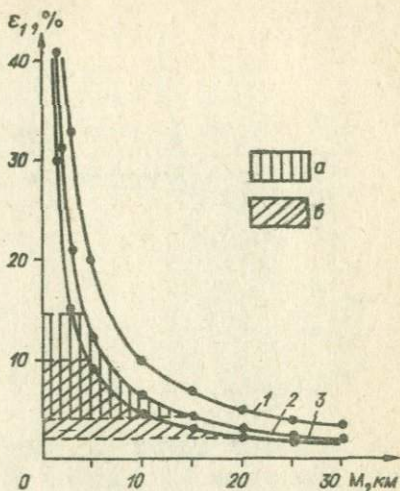


Рис. 2. Изменение ошибки определения мощности слоя ϵ_1 от увеличения мощности M (км) при ошибке сглаживания кривой 2,5 мгл:

1 - при $\Delta \sigma = 0,06$ г/см³; 2 - при $\Delta \sigma = 0,10$ г/см³; 3 - при $\Delta \sigma = 0,14$ г/см³; а - границы изменения мощности и ошибки для гранитного слоя; б - то же, для диоритового слоя.

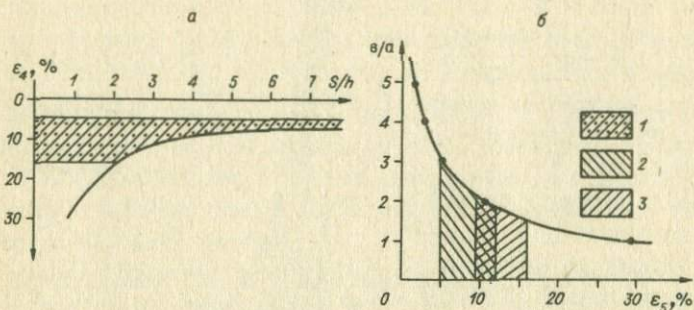


Рис. 3. Графики ошибки ε_4 , обусловленной заменой призматического тела слоем (а), и ошибки ε_5 , связанной с заменой трехмерных тел двухмерными (б).

S - половина ширины тела, h - его высота; а - малая, б - большая полуоси аномалий (по данным Б.А. Андреева). Интервалы: 1 - практически использованных отношений S/h и ошибки ε_4 ; 2 - ошибки ε_5 для третьей составляющей и 3 - для второй.

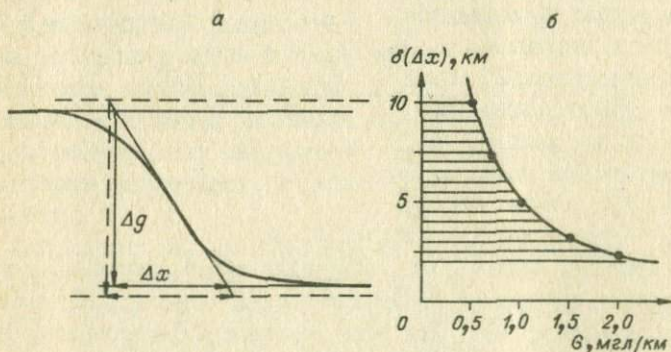


Рис. 4. Схема изменения Δx , обусловленного сглаживанием кривой на "асимптотических" участках (а), и график изменений Δx в зависимости от градиента аномалий G при ошибке сглаживания $\pm 2,5$ мгл (б).

ния уступа ϵ_6 изменяется от +5 - (-10)% до +50 - (-42)% (рис. 5). Наиболее часты для подошвы гранитного слоя значения $\epsilon_6 = \pm 25\%$, для диоритового $\pm 35\%$. При увеличении амплитуды аномалий значение ϵ_6 понижается особенно резко в области малых градиентов. При учете этого максимальная величина ϵ_6 для подошвы гранитного и диоритового слоев может быть принята в $\pm 20\%$. Среднее же ее значение не более $\pm 15\%$.

Погрешности ϵ_4 и ϵ_5 , как уже указывалось, всегда занижают результаты расчета. В сумме они могут понизить расчетные глубины так, как если бы аномалия была уменьшена на 7-20% в случае гранитного слоя и на 7-23% в случае диоритового, т.е. в среднем около 15%. Это означает, что найденная величина глубины $h+l$ из-за неучета ϵ_4 и ϵ_5 может быть занижена по сравнению с действительной на $\epsilon_8 = 3-8\%$ для подошвы гранитного слоя и 3-10% для диоритового (рис. 6).

Погрешность определения избыточной плотности ϵ_2 , для 85-90% случаев не выходящая за пределы $\pm 40\%$, оказывает весьма существенное влияние на точность определения глубины, обуславливая ошибку ϵ_9 .

Ошибка ϵ_9 резко возрастает по мере приближения погрешности определения избыточной плотности ϵ_2 к величине самой избыточной плотности и при увеличении градиента G в аномалии. Соответственно ϵ_9 значительно выше для кровли диоритового слоя (рис. 7,а),

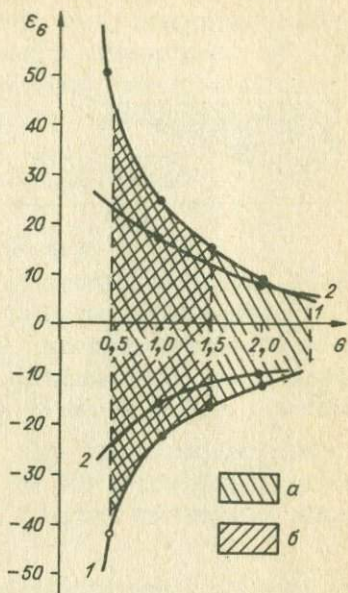


Рис. 5. График ошибки определения глубины до основания уступа (ϵ_6) при ошибке сглаживания кривой Δg , равной $\pm 2,5$ мгл, и $\Delta x = 20$ км в зависимости от градиента G .

1 — для аномалии в 25 мгл, 2 — для аномалии в 35 мгл; а — интервал изменения ошибки ϵ_6 для гранитного слоя ($\Delta \sigma = 0,10$ г/см³); б — то же, для диоритового слоя ($\Delta \sigma = 0,18$ г/см³).

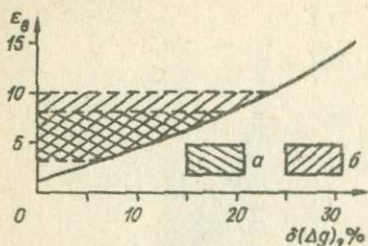


Рис. 6. Занижение глубины ϵ_g до основания уступа ($h+\zeta$) из-за уменьшения аномалии $\sigma(\Delta g)$, вызванного суммарным действием ошибок ϵ_4 и ϵ_5 . а - интервал изменения ϵ_g для гранитного слоя; б - то же, для диоритового слоя.

при расчетах глубин аномалиям (рис. 8).

Погрешность определения избыточной плотности (ϵ_2) существенно изменяет и величину погрешности вычисления Δg при расчете значений составляющих аномального поля ϵ_{10} . Однако при этом в одной и той же аномалии она действует в сторону, противоположную ошибке ϵ_9 , т.е. знак погрешности ϵ_{10} противоположен знаку ϵ_9 . В результате погрешность определения значений третьей или второй составляющих из-за ϵ_9 резко понижается до $\pm 15-20\%$ (рис. 9). Эту величину разности ошибок ϵ_9 и ϵ_{10} обозначим как

ϵ_{11}^*

Ошибка ϵ_7 (за наклонность уступа) не превышает 10% , так как в большинстве случаев наклон уступа едва ли достигает 60° . Она носит систематический характер, хотя и случайна по величине. Эта ошибка всегда завышает искомую величину.

На расчеты второй составляющей, которая в основном и находится по расчетам глубин, оказывает влияние также погрешность определения третьей составляющей $M'_1 = \pm 10\%$. Она может изменить Δg на удвоенную величину M'_1 , т.е. на $\pm 20\%$, что внесет в расчеты глубин ошибку в $\pm 7\%$ (см. рис. 6).

чем для его подошвы (см. рис. 7, б), а занижение истинных глубин больше, чем их завышение. Асимметричность ошибки ϵ_9 выражена очень рельефно. Так, для подошвы гранитного слоя значения могут изменяться от $+10$ до $+23$ %, а для кровли базальтового слоя от ± 1 до $+10$ %.

При этом особенно велико влияние на ϵ_9 колебаний в определении h - глубины до верхней поверхности уступа (см. рис. 7, в, г).

О характере влияния градиента на точность расчетов глубин дают представление кривые распределения градиентов и погрешностей ϵ_9 по фактически использованным

Прямо пропорциональная зависимость между величиной аномалий, с одной стороны, и глубинами искоемых поверхностей – с другой, обуславливает идентичность значений относительных ошибок тех и других. Это дает возможность значения погрешностей

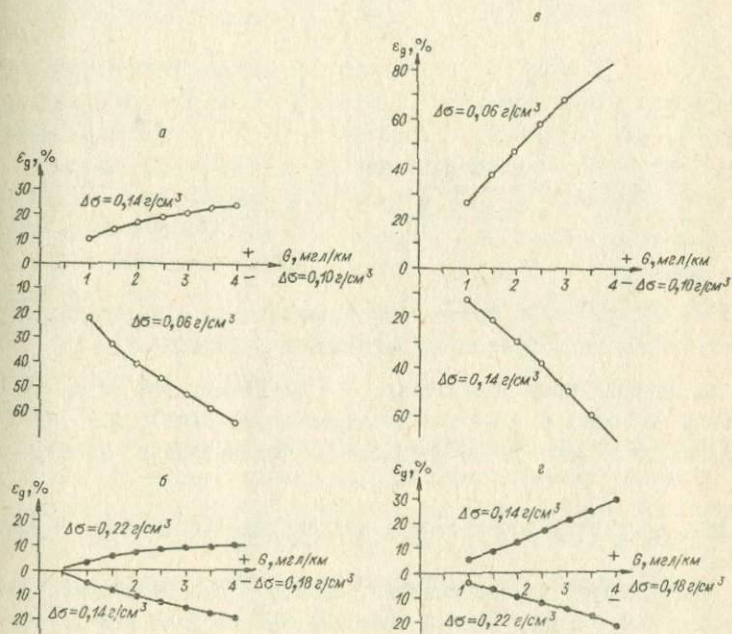


Рис. 7 Графики ошибки (ϵ_g) определения глубины основания (а, б) и верхней кромки уступа (в, г), обусловленной ошибкой избыточной плотности ($\pm 0,04 \text{ г/см}^3$), в зависимости от градиента аномалии (G).

а, в – для кровли; б, г – для подошвы диоритового слоя; знаки – и + означают соответственно занижение или завышение глубин, полученных с избыточными плотностями 0,10 и 0,18 г/см^3 по отношению к отмеченным на графиках.

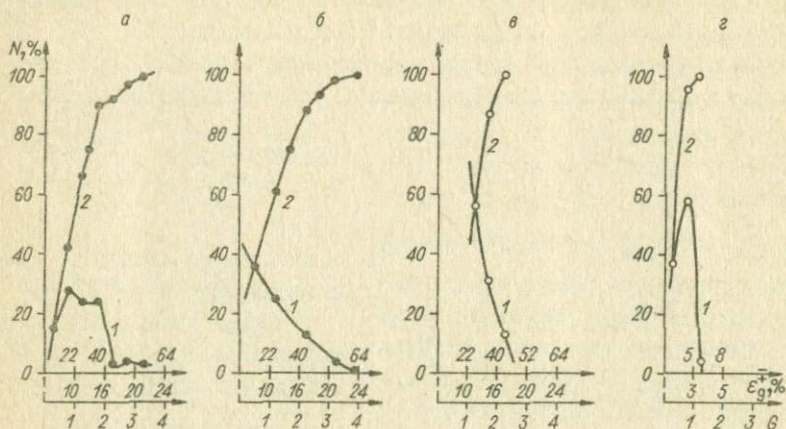


Рис. 8. Эмпирические кривые распределения (1 - вариационная, 2 - кумулятивная) градиента аномалий и ошибки ϵ_g :

а - по Центральному Казахстану, б - по Алтаю, в - по Прибайкалью и Забайкалью (глубина до диоритового слоя), г - по Прибайкалью и Забайкалью (глубина до базальтового слоя).

глубин в процентах использовать как значения погрешностей аномалии.

Как следует из изложенного, ошибки, обуславливающие погрешность определения второй составляющей по расчетам глубин, носят как случайный ($\epsilon_1, \epsilon_6, \epsilon_{11}$), так и систематический характер ($\epsilon_4, \epsilon_5, \epsilon_7, \epsilon_8$). Поэтому следует вначале найти алгебраически суммарное влияние систематических ошибок:

$$\sigma = \sigma' + \sigma'' + \dots,$$

и только затем уже применять известную формулу

$$m^2 = m_{\sigma}^2 + m_{\Delta_1}^2 + m_{\Delta_2}^2 + \dots,$$

где m - суммарная среднеквадратическая ошибка; σ - систематическая ошибка; $\Delta_1, \Delta_2, \dots$ - случайные ошибки [8].

В нашем случае суммарное значение $\epsilon_4, \epsilon_5, \epsilon_7, \epsilon_8$

$$(\epsilon_4 \frac{-5+16}{2} = -10\%, \epsilon_5 =$$

$$\frac{-5+12}{2} = -8\%, \epsilon_7 = +10\%,$$

$$\epsilon_8 = \frac{-(3+8)}{2} = -6\%) \text{ равно}$$

- 14%. Причем эта ошибка систематически занижает искомую величину.

Среднеквадратическая погрешность определения третьей составляющей по расчетам глубин может быть определена как

$$M_2' = \sqrt{\epsilon_7^2 + \epsilon_8^2 + \epsilon_{11}^2 + (\epsilon_4 + \epsilon_5 + \epsilon_7 + \epsilon_8)^2} =$$

$\pm 29\%$ при величине случайной компоненты $\pm 25\%$.

Ошибка определения второй составляющей при нахождении ее расчетом глубин (M_2'') зависит как от перечисленных частных погрешностей, так и от погрешности в расчетах третьей составляющей (M_1' или M_2'). Погрешность M_1' , как отмечалось, вносит в расчеты второй составляющей ошибку в $\pm 7\%$ (обозначим ее через M_{1-T}'), откуда

$$M_2'' = \sqrt{\epsilon_7^2 + \epsilon_8^2 + \epsilon_{11}^2 + (\epsilon_4 + \epsilon_5 + \epsilon_7 + \epsilon_8)^2 + (M_{1-T}')^2} = \pm 30\%,$$

случайная компонента составляет $\pm 26\%$.

В случае расчета второй составляющей по значениям третьей, найденным вычислением глубин (M_2'), ошибка M_{2-T}'' была бы в 3 раза больше M_{1-T}' , и M_2'' увеличилась бы до $\pm 36\%$. Однако этот случай в практике работы встречается очень редко и в рассмотрении его нет необходимости.

Ошибка за неточность определения значений Δg по картам изоаномал ϵ_1 . Величина ϵ_1 , повторяем, не превосходит $\pm 2,5$ мгл.

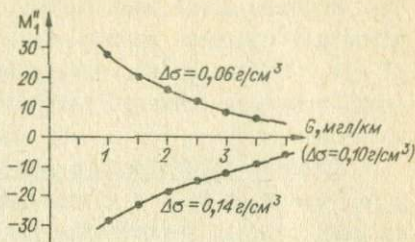


Рис. 9. График ошибки определения второй составляющей (M_1'') из-за вариации избыточной плотности в зависимости от градиента G .

Знаки + и - означают соответственно завышение и занижение значений второй составляющей при ее расчетах с $\Delta \sigma = 0,10$ г/см³.

Это значение предельной ошибки в действительности, исходя из опыта приближенных вычислений [3], может быть уменьшено до ± 1 мгл. Следовательно, погрешность расчетов глубин из-за ϵ , между опорными точками будет всегда меньше $\pm 10\%$ и равна обычно 2-5%.

Ошибки, обусловленные вариацией плотности слоев земной коры. Ошибка (ϵ_2) в точках вычисления составляющих, т. е. опорных точках, учитывается уже при расчете значений этих составляющих. Она накладывает некоторый систематический фон ошибок и на участки между этими точками. Расчеты между точками ведутся так или иначе относительно значений искомым величин в самих точках, т. е. относительно некоего условно нулевого уровня, проведенного через эти точки, а в каждой аномалии — относительно значений в соседней аномалии. Следовательно, ошибка расчетов относительных глубин локальных поверхностей (по ширине меньших расстояния между точками, в которых вычислены значения составляющих аномального поля) вследствие вариаций плотности, которую обозначим m_2 , должна исчисляться по отношению к величинам этих относительных глубин и мощностей. Эта ошибка почти никогда не выходит за пределы ошибок определения абсолютных значений глубин в каждой точке, так как изменения плотности пород относительно возможных максимальных отклонений плотности, принятых при расчете составляющих, с тем же знаком практически весьма редки. Напротив, при ошибочности фона в опорных точках она часто уменьшает погрешность определения абсолютных значений глубин на участках между ними. Как уже было показано, в 85-90% случаев отклонение плотности от принятой не превышает 40%, а наиболее вероятное его значение 20% (см. рис. I).

При отклонениях $\Delta \sigma$ в 40% глубина залегания кровли или подошвы может быть искажена на $\begin{matrix} +68 \\ -29 \end{matrix} \%$ (рис. 10). Наиболее вероятному отклонению $\Delta \sigma$ соответствует погрешность определения глубины $\begin{matrix} +24 \\ -16 \end{matrix} \%$. Таковы же значения ошибок расчета глубины подошвы гранитного слоя при отклонениях $\Delta \sigma$ в $\pm 0,04$ и $0,02$ г/см³. Для подошвы диоритового слоя они соответственно равны $\begin{matrix} +25 \\ -20 \end{matrix} \%$ и $\begin{matrix} +13 \\ -10 \end{matrix} \%$.

Поясим значение различия между погрешностью определения глубин в опорных точках и погрешностью расчета изменения гду-

бин между этими точками примером. Допустим, что в опорной точке глубина залегания подошвы гранитного слоя H_1 равна 10 км, а в соседнем локальном поднятии, лежащем между опорными точками (H_2) — 12 км. Исходя из величины погрешности $M_2=30\%$, находим, что $H_1=10\pm 3$ км, а $H_2=12\pm 3$ км. Получается, что величина локального поднятия находится в пределах ошибок и существование его сомнительно. В действительности же изменение H_2 составит максимум $+68\%$ от 2 км, т.е. $+1,36$ км, и следовательно, существование локального поднятия вполне вероятно.

Ошибка расчетов с помощью палеоток (ε_f), связанная с погрешностью технических операций, не превосходит первых процентов от искомым величин, и ее можно пренебречь.

Погрешность определения мощности слоев

Погрешность определения мощности вулканогенно-осадочного слоя (E_I) складывается из ошибки выделения третьей составляющей M_I и очень редко — из ошибки выделения второй составляющей M_2 в опорных точках или участках, ошибки за вариации плотности ε_2 и ошибки интерполяции между опорными точками. Последняя почти всегда остается неизвестной. В тех случаях, когда используются средние значения плотности горных пород непосредственно по исследуемым участкам, ε_2 не превосходит $\pm 20\%$, а при использовании значений плотности пород, средних для целых регионов, $\pm 40\%$ при наиболее вероятной величине ее $\pm 20\%$.

Ошибка определения мощности вулканогенно-осадочного слоя при 20%-ном отклонении плотности и выделении третьей составляющей по значениям Δg над выступами гранитного слоя $E_I = \sqrt{M_2^2 + \varepsilon_2^2}$.

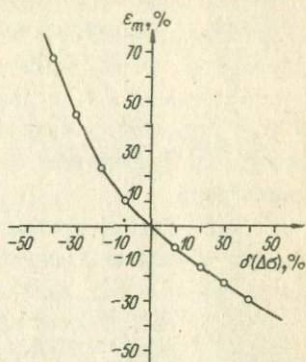


Рис. 10. Эмпирическая кривая ошибки определения мощностей из-за отклонений $\Delta\sigma$ от наиболее вероятной ее величины, равной $0,10 \text{ г/см}^3$.

Наиболее вероятное значение ее около $\pm 22,5\%$ при отклонении плотности до $\pm 20\%$ и 4% при отклонении плотности $\pm 40\%$. При неучете ϵ_4 и ϵ_5 величина E_I принимает значения 29 и 45% соответственно. E_I в данном случае по своему характеру близка к m_2 , поскольку мощность вулканогенно-осадочного слоя исчисляется по приращению Δg относительно участков, где она равна нулю.

Если третья составляющая выделена путем расчетов глубин, то при вычислении мощности вулканогенно-осадочного слоя ошибка ϵ_2 имеет знак, противоположный знаку M_2' . Вследствие этого ошибка E_I оказывается даже меньшей M_2' и равна приблизительно $\pm 15-20\%$. Ошибка E_I несимметрична и изменяется нелинейно, поэтому в зависимости от особенностей аномального поля, в частности от величины градиента аномалий, она может изменяться в пределах от единиц процентов до $\pm 30\%$.

Погрешность определения мощности гранитного слоя (E_2) определяется ошибками расчета глубин до его кровли $m_{1-г}$ и подошвы $m_{1-д}$. Ошибка $m_{1-г}$ при этом равна E_I , а $m_{1-д}$ зависит от ошибок определения третьей (M_1') и второй (M_2'') составляющих и от ϵ_2 . Погрешность ϵ_2 , как и в случае расчетов по M_2' , всегда действует в сторону, противоположную ошибке M_2'' , не только погашая ее, но и давая ошибку противоположного знака. Например, при $M_2'' = +30\%$ из-за $\epsilon_2 = +40\%$ получается суммарная ошибка, равная $-22,5\%$ независимо от амплитуды аномалии.

При $M_2'' = -30\%$ из-за $\epsilon_2 = -40\%$ суммарная ошибка равняется $-1,5\%$. Таким образом, суммарное действие ошибок M_2'' и ϵ_2 (обозначим его через Σ_2') изменяется от $-1,5$ до $-22,5\%$. Погрешность определения M_1' обычно равна $\pm 10\%$.

При построении по третьей составляющей подошвы гранитного слоя сильно сказывается влияние отклонений избыточной плотности от расчетной. При $M_1' = +10\%$ и $\epsilon_2 = +40\%$ ошибка $\Sigma_1 = -34,5\%$, а при $M_1' = -10\%$ и $\epsilon_2 = -40\%$ $\Sigma_1 = +26,5\%$.

Для приведения Σ_1 и Σ_2 к одному масштабу надо Σ_1 умножить на коэффициент $K=0,4-0,5$.

На основании приведенных данных погрешность расчета

$$m_{1-д} = \sqrt{(0,5 \cdot \Sigma_1)^2 + \Sigma_2^2}.$$

Для случая завышения избыточной плотности на $0,04 \text{ г/см}^3$, т.е. на 40%, $m_{1-д} = \sqrt{(0,5 \cdot 34,5)^2} = -28,5\%$, а для случая занижения плотности на ту же величину $m_{1-д} = \sqrt{(0,5 \cdot 26,5)^2 + (1,5)^2} \approx +13\%$.

Мощность гранитного слоя определяется по разности глубин его кровли и подошвы. Ошибка определения разности может быть вычислена по формуле

$$E_2 = \frac{\sqrt{K^2 m_{1-г}^2 + m_{1-д}^2}}{1-K},$$

где K - отношение глубин кровли и подошвы гранитного слоя.

Справедливость приведенной формулы вытекает из следующего. Если значения двух величин определены независимо и равны α и β с их среднеквадратическими ошибками соответственно $\pm M\%$ и $\pm N\%$ и отношение значений величин $\frac{\alpha}{\beta} = K$, то относительная ошибка суммы или разности этих величин выразится так:

$$Q(\beta \pm \alpha) \% = \frac{\sqrt{K^2 M^2 + N^2}}{1 \pm K}. \quad (I)$$

Так как $M = \frac{m_\alpha}{\alpha} \cdot 100$, $N = \frac{m_\beta}{\beta} \cdot 100$, то $m_\alpha = \frac{M \cdot \alpha}{100} (\%)$ и $m_\beta = \frac{N \cdot \beta}{100} (\%)$. Но поскольку $\alpha = K\beta$, то

$$m_\alpha = \frac{K\beta M}{100} (\%).$$

При известных абсолютных значениях среднеквадратических ошибок m_α и m_β ошибка суммы или разности $(\beta \pm \alpha)$ равна:

$$m(\beta \pm \alpha) = \sqrt{m_\alpha^2 + m_\beta^2}. \quad (2)$$

Разделив левую и правую части формулы (2) на $(\beta \pm \alpha)$ и умножив на 100, получим

$$\frac{m(\beta \pm \alpha)}{\beta \pm \alpha} \cdot 100 = \frac{\sqrt{m_\alpha^2 + m_\beta^2}}{\beta \pm \alpha} 100\%. \quad (3)$$

Подставив в формулу (3) значения m_{α}^2 и m_{β}^2 , получим

$$\frac{m(\beta \pm \alpha)}{\beta \pm \alpha} \cdot 100 = \frac{\beta \sqrt{K^2 M^2 + N^2}}{\beta \pm \alpha} \quad (4)$$

В левой части формулы (4) стоит значение относительной ошибки суммы или разности значений β и α , следовательно,

$$Q = \frac{\sqrt{K^2 M^2 + N^2}}{1 \pm K} (\%)$$

Величина K различна для разных тектонических зон, но в 80% случаев равна 0,3, в 10% случаев колеблется в пределах 0,30-0,83 и в остальных 10% случаев она более 0,83. Следовательно,

$E_2 = \frac{\sqrt{0,3^2 \cdot m_{I-г}^2 + m_{I-д}^2}}{1 - 0,3}$ при ϵ_2 , равной +40%, будет $\pm 44\%$, а при $\epsilon_2 = -40\%$ $E_2 = \pm 24\%$. Погрешность E_2 асимметрична и всегда более значительна при положительном знаке ϵ_2 . Приведенные величины характеризуют ее возможные значения в опорных точках и в региональной компоненте мощности гранитного слоя.

Ошибка определения локальных изменений мощности имеет иной характер.

Часть $m_{I-д}$, возникающая из-за погрешности M_2'' , изменяется очень плавно по сравнению с M_1' , поскольку ширина аномалий второй составляющей в 5-10 раз больше ширины аномалий третьей составляющей, а обычное отсутствие аномалий высокого порядка во второй составляющей может рассматриваться как свидетельство того, что существенные локальные изменения избыточной плотности на контакте гранитного и диоритового слоев отсутствуют. Это означает, что на отрезках профилей, в несколько раз превышающих размеры неровностей кровли гранитного слоя, M_2'' может рассматриваться как систематическая ошибка, в результате которой гранитный слой снизу занижен или завышен по мощности на величину постоянную или постепенно изменяющуюся в горизонтальном направлении.

Следовательно, погрешность определения локальных относительных изменений мощности слоя зависит в основном от погрешности расчета относительных неровностей подошвы вулканогенно-

осадочного слоя, т.е. близка к $E_1 = \pm 22,5 - 41,0\%$. Эта погрешность характеризует ошибку определения той части мощности слоя, которая составляет утолщения по отношению к его толщине на смежных участках.

Общая ошибка определения мощности гранитного слоя E_2 в одних случаях равна $m_{1-д}$ (когда гранитный слой выходит на поверхность), в других представляет результат наложения друг на друга $m_{1-г}$ и $m_{1-д}$. Это наложение не означает простого суммирования (какое выполнено выше) по ряду причин. Во-первых, порядок неровностей подошвы и кровли различен, что при отсутствии признаков частого изменения плотностей на границе гранитного и диоритового слоев делает $m_{1-д}$ фоном для $m_{1-г}$. Во-вторых, неровности разного знака в кровле и подошве гранитного слоя совпадают пространственно лишь в исключительных случаях. Следовательно, суммарная ошибка E_2 будет относиться лишь к весьма редким и самым неблагоприятным случаям.

Погрешность определения мощности диоритового слоя (E_3) складывается из ошибки расчетов глубины залегания кровли ($m_{1-д}$) и подошвы ($m_{1-б}$) слоя. Наиболее вероятные значения ($m_{1-д}$), как уже указывалось, равны $-28,5$ и $+13\%$. По отношению к мощности диоритового слоя знаки у этих величин должны быть изменены на противоположные: $+28,5$ и -13% . Ошибка ($m_{1-б}$) зависит от погрешности выделения второй составляющей (M_2''), от погрешности выделения первой составляющей (M_3) и от ошибки за вариации плотности пород (ε_2). Ошибка M_2 равна 30% , ошибка ε_2 на границе диоритового и базальтового слоев составляет около $\pm 22\%$; M_3 практически не определена, так как неизвестно, насколько полученная осреднением кривая отличается от истинной первой составляющей, которая, как правило, отражает рельеф подкорового слоя. Она проявляется как некоторая постоянная или очень слабо изменяющаяся систематическая ошибка по отношению к ошибкам определения составляющих более высокого порядка. В связи с этим может быть найдена лишь та часть (Σ_3) ошибки расчета глубины до кровли базальтового слоя ($m_{1-б}$), которая обусловлена погрешностями M_2'' и ε_2 . Последняя здесь составляет 11% при отклонении избыточной плотности на $\pm 0,02$ г/см³ и 22% - при отклонении на $\pm 0,042$ г/см³.

Ошибка $m_{1-д}$ в приложении к вычислению мощности диоритового слоя, как уже отмечалось, может иметь значение +28,5 и -13%. Ошибка Σ_3 , характеризующая $m_{1-б}$, равна +1% ($M_2'' +$, $\epsilon_2 +$), +67% ($M_2'' +$, $\epsilon_2 -$), -15% ($M_2'' -$, $\epsilon_2 -$) и -42% ($M_2'' -$, $\epsilon_2 +$). Поскольку $m_{1-д}$ и $m_{1-б}$ связаны через вторую составляющую, возможны при сложении их следующие случаи: (+28,5)+(+1); (+28,5) + (+67); (-13)+(-15) и (-13)+(-42). Отсюда E_3 может иметь значения: +38,5; +90; -20 и -56%. При $\epsilon_2 = \pm 20\%$ второе и четвертое значения E_3 понижаются до 63 и 48% соответственно.

Влияние ошибки M_2 на погрешность определения глубины залегания кровли базальтового слоя сложно. Занижение второй составляющей всегда приводит к завышению глубины кровли базальтового слоя $h_б$, а завышение ее - к занижению $h_б$. Завышение избыточной плотности $\Delta б$ ведет к занижению $h_б$, а занижение ее - к завышению последней. Таким образом, возможны варианты, когда знаки у M_2'' и ϵ_2 совпадают и когда они различны.

В первом случае эти ошибки частично нейтрализуют или даже перекрывают друг друга. При $M_2'' = \pm 30\%$ и $\epsilon_2 = +22\%$ $\Sigma_3 \approx +1\%$, при $M_2'' = -30\%$ и $\epsilon_2 = -22\%$ $\Sigma_3 = -15\%$. Если же ошибки имеют разные знаки, суммарная ошибка достигает больших величин: при $M_2'' = +30\%$ и $\epsilon_2 = -22\%$ $\Sigma_3 = \pm 67,5\%$ и при $M_2'' = -30\%$ и $\epsilon_2 = +22\%$ $\Sigma_3 = -42\%$.

Глубина залегания диоритового слоя составляет 22% от глубины базальтового слоя в Центральном Казахстане, 35% - на Алтае, 27% - в Восточном Саяне, 24% - в Прибайкалье и Забайкалье. В среднем для всей территории эта величина, представляющая коэффициент K для расчета E_{3-7} , равна 0,26. Соответственно

$$E_3 = \frac{\sqrt{(0,26)^2 \cdot m_{1-д}^2 + \Sigma_3^2}}{1 - 0,26}$$

Как и в случае гранитного слоя, эта величина неприложима к оценке точности локальных относительных изменений мощности слоя. Последняя определяется в основном величиной погрешности $m_{1-д}$.

Погрешность определения мощности базальтового слоя (E_4) без учета некоторой систематической ошибки, связанной с неточностью глубин до подкорового слоя в опорных точках, определяется погрешностями $m_{1-б}$ и $m_{1-п}$. Ошибка расчетов глубины до подкорового слоя обусловлена погрешностями M_3 и ϵ_2 .

M_3 — ошибка, проистекающая из возможного отличия первой составляющей, найденной осреднением или другим путем, от ее действительных значений. Эта ошибка практически всегда неизвестна. Погрешность ε_2 , исходя из допущения, что отклонение избыточной плотности составляет $\pm 0,1 \text{ г/см}^3$, может быть оценена в $\pm 25\%$. Такую же величину будет иметь ошибка определения относительных изменений глубин до подкорового слоя.

Если принять среднюю величину $m_{1-5} = \pm 30\%$, то $E_4 \approx 30^2 + 25^2 \approx 40\%$.

Погрешность определения относительных изменений мощности базальтового слоя в сопряженных утолщениях и утонениях определяется преимущественно величиной m_{1-5} с учетом коэффициента отношения амплитуды неровностей кровли слоя к его мощности. Коэффициент этот колеблется в пределах 0,6–0,2.

Погрешность определения мощности земной коры (E_5) складывается из ошибки определения первой составляющей (M_3) и ошибки за вариации плотности (ε_2). Она, очевидно, не превосходит 20–25%.

Величины основных погрешностей при постоянстве значений избыточной плотности

Как можно видеть из предыдущего, наибольшие погрешности в расчеты вносят вариации избыточной плотности. Вариации эти носят локальный и региональный характер.

Региональные вариации улавливаются уже при изучении плотности горных пород по образцам, при расчетах наименьших избыточных плотностей по аномалиям и т. д. [1, 6 и др.] Они, как правило, учитываются при расчетах глубинной структуры, и вычисленные величины не получают из-за этих вариаций тех больших погрешностей, которые были приведены выше.

Локальные вариации обычно имеют высокую частоту, и поэтому даже в пределах сравнительно небольших тел, измеряемых немногими километрами или первыми десятками километров по горизонту, они взаимно гасятся и среднее арифметическое значение избыточной плотности, определяемое, как пра-

вило, с достоверностью не менее 0,97, близко к ее истинному значению. По мере увеличения глубин роль локальных вариаций уменьшается.

Наибольшую опасность для точности расчетов представляют вариации плотности, распространяющиеся на участки протяженностью в немногие десятки километров. Эти вариации, которые можно назвать промежуточными, обычны для вулканогенно-осадочного слоя, достигают они значительных величин. Влияние их в значительной мере нейтрализуется тем, что при расчетах по профилям используются величины избыточной плотности, средние не по региону, а непосредственно для данного участка или данного комплекса горных пород. Выдержанность плотности главных групп интрузивных пород, которые, вероятно, преимущественно и слагают слои земной коры, начиная с гранитного, дает основание считать, что промежуточные вариации плотности в гранитном, диоритовом и базальтовом слоях незначительны.

Таким образом, как те условия, для которых рассчитаны ошибки определения глубин поверхностей и мощностей слоев земной коры, так и сами ошибки являются, по-видимому, исключительными и сравнительно редкими. Вероятно, более близкими к истине будут величины ошибок, найденные для случая постоянных значений избыточной плотности. В этом случае из элементарных ошибок остаются лишь погрешности $\varepsilon_1, \varepsilon_4, \varepsilon_5, \varepsilon_7$. Значения среднеквадратических ошибок определения основных искомым величин таковы: $M'_1 \pm 10\%$, а без учета ε_4 и ε_5 $\pm 21\%$; $M'_2 = \pm 18\%$, $M''_2 = \pm 20\%$, $E_1 \approx M'_1$ и очень редко M'_2 , т.е. $\pm 10\%$ или $\pm 18\%$; $E_2 \approx \pm 32\%$, $E_3 \approx \pm 28\%$ и доступная определению часть $E_4 \approx \pm 28\%$.

Как и в случае варьирующих плотностей, эти ошибки имеют нелинейный закон изменения, и приведенные значения их являются наиболее вероятными средними.

Ошибки определения локальных изменений глубины или мощности относительно величины их в опорных точках в этом случае обуславливаются почти исключительно ошибками техники расчетов и не превышают 5–10%, если, конечно, учтено влияние погрешностей ε_4 и ε_5 .

Для удобства обзора и сопоставлений все ошибки сведены в табл. 1, 2, 3.

Элементарные ошибки

Ошибка	Индекс	Величина ошибки, %			Характер ошибки	Примечание
		мин.	макс.	средняя		
За сглаживание кривой	ϵ_1	4	15	± 10	Случ.	Для $\Delta \sigma = 0,10$ г/см ³ Для $\Delta \sigma = 0,18$ г/см ³
		2	10	± 6		
За вариации плотности (для 85-90% случаев)	ϵ_2	-	40	-	"	Для отклонения от $\Delta \sigma = 0,1$ г/см ³ на 0,04 г/см ³ от $\Delta \sigma = 0,18$ на 0,04 г/см ³
		-	22	-		
За технические погрешности расчета палеткой	ϵ_3	-	-	$\pm 1-3\%$	"	
За замену призмы слоем	ϵ_4	-5	-16	-10	Сист.	
За замену трехмерного тела двухмерным	ϵ_5	-5	-12	- 8	-"	Для третьей составляющей Для второй составляющей
		-9	-16	-12	-"	
Расчета глубины из-за E_I	ϵ_6	+5	+50	+16	Случ.	Для аномалии в 25 мгл Для аномалий в 35 мгл Наиболее вероятное значение $\pm 20\%$
		-10	-42	-17		
		+6	+24	+12		
		-10	-25	-12		

О к о н ч а н и е т а б л . I

Ошибка	Индекс	Величина ошибки, %			Характер ошибки	Примечание
		мин.	макс.	средняя		
За отклонение уступа от вертикального	ϵ_7	-	+10	-	Сист.	
Расчета глубины ($h+l$) за неучет ϵ_4 и ϵ_5	ϵ_8	-3	- 8	- 6	Случ.	Для подошвы гранитного слоя
		-3	-10	- 6	"-	Для подошвы диоритового слоя
Расчета глубины за ϵ_2	ϵ_9	+10	+23	-	"-	Для подошвы гранитного слоя
		-21	-61	-	"-	Для подошвы диоритового слоя
		± 1	± 10 -19	-	"-	Для подошвы диоритового слоя
Расчета составляющей по значениям глубин за ϵ_2	ϵ_{10}					Отдельно не вычислялось
Расчета второй и третьей составляющих за ϵ_2	ϵ_{11}	+4 -6	± 27	± 18	Случ.	ϵ_{11} является суммой ошибок ϵ_9 и ϵ_{10}

Т а б л и ц а 2

Среднеквадратичные ошибки определения
составляющих аномального поля силы тяжести

Ошибка	Ин-декс	Средняя величина ошибок, %		Характер ошибки	Величина случайной компоненты, %
		при постоянной $\Delta \sigma$	при вариациях $\Delta \sigma$ до $\pm 0,04$ г/см ³		
Определения третьей составляющей по значению над выступами слоев ^x	M_I'	± 10 ± 21	± 10 ± 21	Случ. Смешан.	± 10 ± 10
Определения второй составляющей по значениям над выступами слоев ^x	M_I''	± 6 ± 23	± 6 ± 23	Случ. Смешан.	± 6 -
Определения третьей составляющей по расчетам глубин	M_2'	± 18	± 29	Смешан.	± 25
Определения второй составляющей по расчетам глубин	M_2''	± 20	± 30	"	± 26
Расчета второй составляющей за M_I'	M_{1-1}	± 7	± 7	Случ.	-
Определения первой составляющей	M_3	Не определена			

x - ϵ_4 и ϵ_5 не учтены.

Ошибки определения глубин и мощностей
слоев земной коры

Ошибка	Индекс	Величина ошибки, %			Примечание к ошибкам при вариациях $\Delta \sigma$
		при пост. $\Delta \sigma$	при вариаци- ях $\Delta \sigma$ до $\pm 0,04 \text{ г/см}^3$		
			средн.	макс.	
Расчета глубин до кровли гранитного слоя	$m_{1-г}$	± 10	± 4		
Расчета глубин до кровли диоритового слоя	$m_{1-д}$	$\pm 22,5$	$-28,5$ $+13$		
Расчета глубин до кровли базальтового слоя (без учета систематической по- грешности)	$m_{1-б}$	± 21	$+1$ -15 $+67,5$ -42	± 30	При $M_2'' = +30\%$ и $\varepsilon_2 = +22\%$ При $M_2'' = -30\%$ и $\varepsilon_2 = -22\%$ При $M_2'' = +30\%$ и $\varepsilon_2 = -22\%$ При $M_2'' = -30\%$ и $\varepsilon_2 = +22\%$
Расчета глубин до кровли подкорового слоя	$m_{1-п}$	± 10		± 25	Только часть $m_{1-п}$, обуслов- ленная измене- нием $\Delta \sigma$ на $\pm 25\%$
Определения относитель- ных амплитуд локальных неровностей за вариации плотности	m_2		40		

О к о н ч а н и е т а б л . 3

Ошибка	Индекс	Величина ошибки, %			Примечание к ошибкам при вариациях $\Delta\sigma$
		при дост. $\Delta\sigma$	при вариациях $\Delta\sigma$ до $\pm 0,04 \text{ г/см}^3$		
			средн.	макс.	
Расчета мощности вулканогенно-осадочного слоя	E_1	± 10 ± 18	± 4 - 45	± 22 $\pm 15-20$	45% при неучете ϵ_4 и ϵ_5 При использовании значений M'_2
Расчета мощности гранитного слоя	E_2	± 32	± 44 ± 24		При $\epsilon_2 = +40\%$ При $\epsilon_2 = -40\%$
Расчета мощности диоритового слоя	E_3	± 28	+38,5 +90 -20 -56		При m_{1-d}^-, m_{1-b}^+ При m_{1-d}^-, m_{1-b}^+ При m_{1-d}^+, m_{1-b}^- При m_{1-d}^+, m_{1-b}^-
Расчета мощности базальтового слоя	E_4	± 28		± 40	Оценка очень приближенна, так как M_3 неизвестна
Расчета мощности коры в целом	E_5	?		$\pm 20-25$	Весьма ориентировочно

Свойства ошибок и достоверность определений мощностей слоев земной коры

1. Каждая из поверхностей внутри земной коры имеет фиксируемые неровности большего радиуса кривизны по сравнению с вышележащей. Это обуславливает некоторую автономность ошибки определения локальных утолщений и утонений слоя по отношению к

приведенным выше суммарным ошибкам. Дифференциация слоев по мощности и достоверность этой дифференциации определяются главным образом точностью расчета кровли из них.

2. Система расчетов глубин по каждой поверхности состоит из независимых определений в немногочисленных опорных точках и определений относительных изменений глубин между этими точками. Следовательно, достоверность утолщений и утонений слоя, соизмеримых с расстояниями между опорными точками, должна устанавливаться исходя из точности расчетов в опорных точках, а достоверность локальных неоднородностей — исходя из точности расчетов относительных глубин в сопряженных неровностях поверхности слоя.

3. Относительный характер расчетов локальных неровностей или изменений мощностей слоев обуславливает достоверность неровностей утолщений и утонений, поскольку ошибки расчетов в опорных точках играют роль систематических по отношению к локальным неоднородностям. Это означает, что практически достоверны даже малые амплитуды относительных глубин и мощностей.

4. Выше уже указывалось, что значительное влияние локальных вариаций плотности на точность расчета мощностей слоев маловероятно. При правильной интерполяции составляющих аномального поля между точками, в которых значения этих составляющих определены, допущение существенных вариаций плотности в слоях коры также не находит подтверждения в характере кривых Δg . Следовательно, даже предел $\varepsilon_2 = \pm 0,04 \text{ г/см}^3$ в этом случае будет явно сильно завышенным. Соответственно сильно завышены и величины ошибок определения глубин и мощностей слоев земной коры, вычисленных при допущении значительных вариаций плотности.

5. Для оценки ошибок, возникающих вследствие интерполяции соответствующих составляющих аномального поля, отсутствуют какие-либо критерии, поскольку закономерности изменения поверхностей, отражаемых этими составляющими, как правило, неизвестны. Однако взаимосвязанность составляющих обуславливает одновременное появление ошибок по крайней мере в двух из них. Например, занижение третьей составляющей вызывает ее выполаживание. Это влечет за собой повышение расчетной глубины и соответственно повышение второй составляющей. В результате компонента, отвечающая вулканогенно-осадочному слою, и мощность последнего

уменьшаются. Вторая компонента уменьшается из-за ошибки в третьей составляющей, но увеличивается из-за погрешности второй составляющей, что уменьшает ошибку определения мощности гранитного слоя. Третья компонента уменьшается - понижается мощность диоритового слоя, а заодно и повышается мощность базальтового слоя. Ошибки интерполяции третьей составляющей всегда действуют в сторону уменьшения дифференциации как всех составляющих наблюдаемого поля, так и рельефа определяемых по ним поверхностей.

6. Зависимость величины погрешности определения мощности слоя, выраженной в процентах, от величины отношения между амплитудой неровностей, ограничивающих слой поверхностей и мощностью слоя выражается в том, что с уменьшением этого отношения ошибка определения мощности существенно понижается.

7. Погрешность расчетов определяется (при учете систематической компоненты) случайными ошибками, скорее всего имеющими нормальный закон распределения. Поэтому доверительная вероятность в интервале среднеквадратичной ошибки может быть определена в 0,68.

Чтобы найденное значение искомой величины имело доверительную вероятность не ниже указанной, должно соблюдаться неравенство $(M_{max} - E) - (M_{min} + E) > 0$, где M_{max} - мощность слоя в его раздуве, а M_{min} - в соседнем утонении. Это неравенство соблюдается при некотором минимальном значении $K = \frac{M_{max}}{M_{min}}$.

Коэффициент K зависит от величины среднеквадратичной погрешности E . Как следует из рис. II, при 10%-ной ошибке достоверность существования смежных утолщения и утонения слоя сохраняется уже при отношении их мощностей 1,2, а при 30%-ной ошибке - при отношении 1,9 и т. д. Дифференциация почти всех слоев земной коры по мощности определяется преимущественно рельефом его кровли, поэтому можно принять, что для слоев надбазальтовой части земной коры при постоянной избыточной плотности случайная ошибка не превосходит 22%, а $K=1,6$. Вообще же подавляющее большинство локальных изменений мощностей и глубин слоев является результатом расчетов по относительным приращениям Δg , когда

$$K = \frac{M_{max}}{M_{min}} = \frac{M_{max}}{M_{min} - 0} \rightarrow \infty .$$

В этом случае мелкие и крупные локальные неоднородности при величинах, обеспечиваемых надежностью выделения соответствующих компонент, всегда лежат в поле достоверности.

Таким образом, карты строения земной коры, построенные геолого-геофизическим методом [5], характеризуются сравнительно высокой надежностью, а ошибка построений может быть вполне объективно оценена.



Рис. II. Зависимость порога достоверности K от величины среднеквадратичной ошибки определения мощности слоев E .

Л и т е р а т у р а

1. А н д р е е в А.П. и др. Глубинное строение земной коры Казахстана и методика ее изучения. — Изв. АН КазССР, серия геол., 1964, № 4.
2. Д е м е н и ц к а я Р.М. Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным. Л., Гостоптехиздат, 1961.
3. М е л е н т ь е в П.В. Приближенные вычисления. Физматгиз, 1962.
4. М о и с е е н к о Ф.С. Об одном способе разложения аномального гравитационного поля. — Сб. "Вопросы рудной геофизики", № 2, Госгеолтехиздат, 1961.
5. М о и с е е н к о Ф.С. Строение земной коры южного горного обрамления Сибири. — Сб. "Региональные геофизические исследования в Сибири". Новосибирск, "Наука", 1967.
6. М о и с е е н к о Ф.С. Строение и развитие земной коры южного горного обрамления Сибири. Новосибирск, "Наука", 1968.
7. Ф о т и а д и Э.Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. — Тр. ВНИИГеофизики, вып. IV. Гостоптехиздат, 1958.
8. Ч е б о т а р е в А.С. Способ наименьших квадратов с основами теории вероятностей. Гостоптехиздат, 1958.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ КУЗНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ, КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ, ГОРНОГО АЛТАЯ И ГОРНОЙ ШОРИИ

(Н.П. Е с и к о в, А.В. Л а д ы н и н,
Н.П. Б о р о в с к и х, О.Д. У м а н ц е в а)

Новые более детальные гравиметрические материалы и данные глубинных сейсмических зондирований Томской сейморазведочной партии по западной части Алтае-Саянской области позволяют существенно дополнить и детализировать построенные ранее карты глубинной структуры земной коры региона [3].

Нами использованы материалы гравиметрических съемок производственных партий, а также результаты геофизических работ, выполненных в 1965-66 гг. силами лаборатории физики земной коры Института геологии и геофизики СО АН СССР по ряду профилей в западной части Алтае-Саянской области. Расчеты произведены по 24 профилям общей протяженностью около 9000 км. Один из них приведен на рис. 1. Опорными при исследовании строения земной коры региона явились профили, по которым с целью изучения особенностей строения земной коры в зоне Кузнецко - Алтайского разлома в 1965-1966 гг. были проведены детальные геофизические исследования, включающие грави- и магнитометрическую съемку с шагом 1 км, отбор образцов для определения физических свойств горных пород и геологические наблюдения. Профили Рудник Калгуты- оз. Джуну-Куль, р. Тархата - р. Узун-Ожк, с. Усть-Кан - застава Чодро общей протяженностью около 700 км пересекли ряд тектони-

ческих зон и позволили отметить, что во всех зонах Горного Алтая практически непрерывно распространен гранитный слой. Профили Тогул-Аскиз, р. Теренсу - с. Усть-Бурь и г. Бийск - г. Абакан общей протяженностью 1100 км пересекли Кузнецкую впадину, южную часть Салаира, Кузнецкий Алатау, Горную Шорию и западную часть Минусинского прогиба. Истолкование гравиметрических материалов на основе геологических и петрофизических данных по этим профилям привело к заключению, что в Кузнецко-Горношорском районе гранитный слой имеет ограниченное по площади распространение. Эти выводы, а также особенности проявлений в аномалиях комплексов пород, слагающих вулканогенно-осадочный слой, послужили обоснованием для разделения аномального гравитационного поля на составляющие, обусловленные различными слоями земной коры, на расчетных профилях.

Примененная нами методика разложения аномального гравитационного поля на составляющие, отражающие эффекты от поверхностей раздела слоев, описана в работах [2, 3] и здесь не рассматривается. Отметим лишь, что природа локальных аномалий устанавливается путем сопоставления наблюдаемых кривых Δg с геологическими разрезами, а также совместным анализом гравиметрических и геологических карт. При разделении аномальной кривой Δg по этому способу выделяются три составляющие суммарного поля: первая составляющая, связанная с распределением масс ниже кровли базальтового слоя; вторая, отражающая распределение масс ниже кровли диоритового слоя, и третья составляющая, обусловленная суммарным эффектом масс, лежащих ниже контактной поверхности гранитов с вулканогенно-осадочным слоем.

Третья составляющая по территории Кузнецкого Алатау, Горной Шории и Алтая, благодаря обилию интрузивов, в большинстве случаев выделяется довольно легко.

Над Кузнецкой впадиной наблюдаемое гравитационное поле, за исключением мелких локальных аномалий высшего порядка, связывается нами с эффектом от границы раздела осадочной толщи с подстилающими ее породами.

Выделение второй составляющей возможно двумя путями. В случае выхода на поверхность крупных массивов интрузивных и метаморфических пород среднего и основного состава вторая составляющая определяется по максимуму Δg , исключая, конечно,

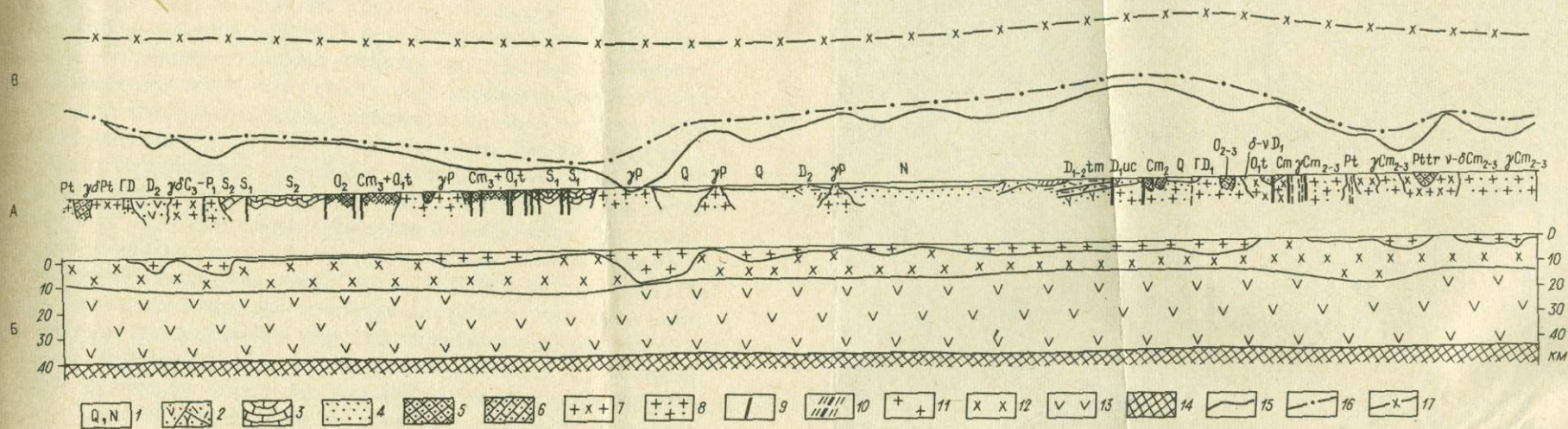


Рис. 1. Геологический (А), расчетный (Б) разрезы и кривые Δg (В) по одному из профилей.

Условные обозначения на геологическом разрезе: 1 - кайнозойские отложения (галечники, пески, супеси, суглинки, глины); 2 - девонские песчаники, алевролиты, аргиллиты (D_2), вулканогенные отложения кислого ($D_{1-2} tm$) (преимущественно туфы) и смешанного (D_{1uc} - главным образом лавы) состава; 3 - силурийские песчаники, известняки и сланцы ($S_1; S_2$); 4 - ордовикские полимиктовые песчаники, отчасти глинистые сланцы (O, t); 5 - нерасчлененные кембрийские и ордовикские полимиктовые песчаники, глинистые сланцы, глинистые известняки, конгломераты ($O_{2-3}; Cm_3 + O, t$); 6 - протерозойские известняки, мраморы, кварциты ($Pt tr; Pt$); 7 - протерозойские ($\gamma \delta Pt$), каледонские ($\nu - \delta Cm_{2-3}$), герциньские ($\gamma \delta C_3 - P_1$) ($\delta - \nu D_1$) гранодиориты и диориты; 8 - позднегерциньские (γP), раннегерциньские (ΓD_1) и каледонские (γCm_{2-3}) граниты, плаггиограниты; 9 - разломы; 10 - зоны смятия. На расчетном разрезе: 11 - условно-гранитный слой; 12 - диоритовый слой; 13 - базальтовый слой; 14 - подкорковый слой. Кривые Δg : 15 - третья составляющая; 16 - вторая составляющая; 17 - первая составляющая.

очень резкие узлокальные изменения, обусловленные либо ошибками, либо мелкими локальными неоднородностями плотности. При близости вулканогенно-осадочных пород по плотности к породам диоритового слоя за значение второй составляющей условно принимались наблюдаемые значения Δg . Вследствие этого при расчетах вычислялась суммарная мощность вулканогенно-осадочного и диоритового слоев, т.е. своего рода условно-диоритового слоя.

Поскольку выходы пород, которые могут быть приняты за выходы диоритового слоя, относительно редки, для определения второй составляющей в основном использовалась методика расчета глубин. Во всех случаях предполагалось, что под гнидами залегает толща пород с постоянной плотностью. Для определения второй составляющей над Кузнецкой впадиной использованы глубины до подошвы осадочного чехла, полученные с помощью ГСВ.

Первая составляющая отчетливо проявляется на гравиметрических картах понижением поля силы тяжести на Алтае в юго-восточном направлении. В районе Кузнецкой котловины и в северной части Кузнецкого Алатау она выражена менее четко. По большинству профилей найдены значения первой составляющей путем расчета глубин до подошвы базальтового слоя. По ним составлена карта Δg этой составляющей. Там, где разделение эффектов кровли и подошвы базальтового слоя невозможно, составляющая определялась интерполированием по упомянутой карте.

Расчеты поверхностей гранитного и диоритового слоев производились на профилях по разностям соответствующих составляющих с применением палеток Г.А. Гамбурцева. Глубины до поверхности подкорового слоя вычислялись по формуле плоско-параллельного слоя. При этом для Кузнецко-Горношорского района при расчетах мощности земной коры использовались значения "эффективной плотности", найденные по формуле [1]

$$S = \sigma e^{-\frac{2\pi h}{L}},$$

где S - "эффективная плотность"; σ - истинная плотность; h - средняя глубина залегания поверхности раздела; L - период гармоник, характеризующей поперечные размеры аномалий. Среднюю мощность земной коры в северной части Кузнецко-Горношорско-

го района для расчетов по этой формуле можно принять равной 40 км, а величину L — 800 км. При избыточной плотности на поверхности Мохо в $0,4 \text{ г/см}^3$ "эффективная плотность" S составляет $0,3 \text{ г/см}^3$. Для Горного Алтая плотность считалась равной $0,4 \text{ г/см}^3$.

По результатам расчетов составлены карты мощности и рельефа поверхности слоев земной коры^X. Оценка относительной точности построений подобных карт дана в статье [4]. Приводимые в ней значения ошибок расчетов относятся к выполненным нами построениям. Ошибка интерполяции неизвестна и в общем случае не может быть определена. Однако ясно, что она тем меньше, чем больше расчетных точек. Количество последних достаточно велико в случае определения мощности условно-гранитного слоя и второй составляющей аномального поля. При расчетах же первой составляющей и общей мощности надбазальтовой части коры их значительно меньше. При построении рассматриваемых схем глубина до кровли диоритового слоя рассчитана в 90 точках, где были определены глубины до верхней (h) и нижней ($h+z$) кромок уступа. В то же время глубину до кровли базальтового слоя можно было определить лишь в 30 точках, так что даже при одинаковой точности расчета кровли диоритового и базальтового слоев точность схем мощности условно-гранитного и диоритового слоев неодинакова. Несомненно, что подошва гранитного слоя определена с большей точностью, чем подошва диоритового слоя. Что касается мощности базальтового слоя и мощности земной коры, то здесь многое зависит от точности определения мощности земной коры сейсмическими методами и от того, насколько первая составляющая аномального гравитационного поля отвечает поверхности подкорового слоя. Однако относительные изменения в рельефе подкорового слоя определены без значительных ошибок. Вместе с тем неоднородность по плотности сказывается в большей степени на верхних слоях земной коры — условно-гранитном и диоритовом, тогда как возможные от-

^X Интерпретация гравиметрических данных по 24 профилям и построение карт выполнены Н.П. Есиковым. Детальные профили обработаны А.В. Ладныным. Подбор поверхностей раздела с помощью палетки Г.А. Гамбурцева на расчетных профилях произведен н.П. Боровских и О.Д. Уманцевой, карты оформлены В.И. Грековой. Работа выполнена под руководством и при участии Ф.С. Моисеенко.

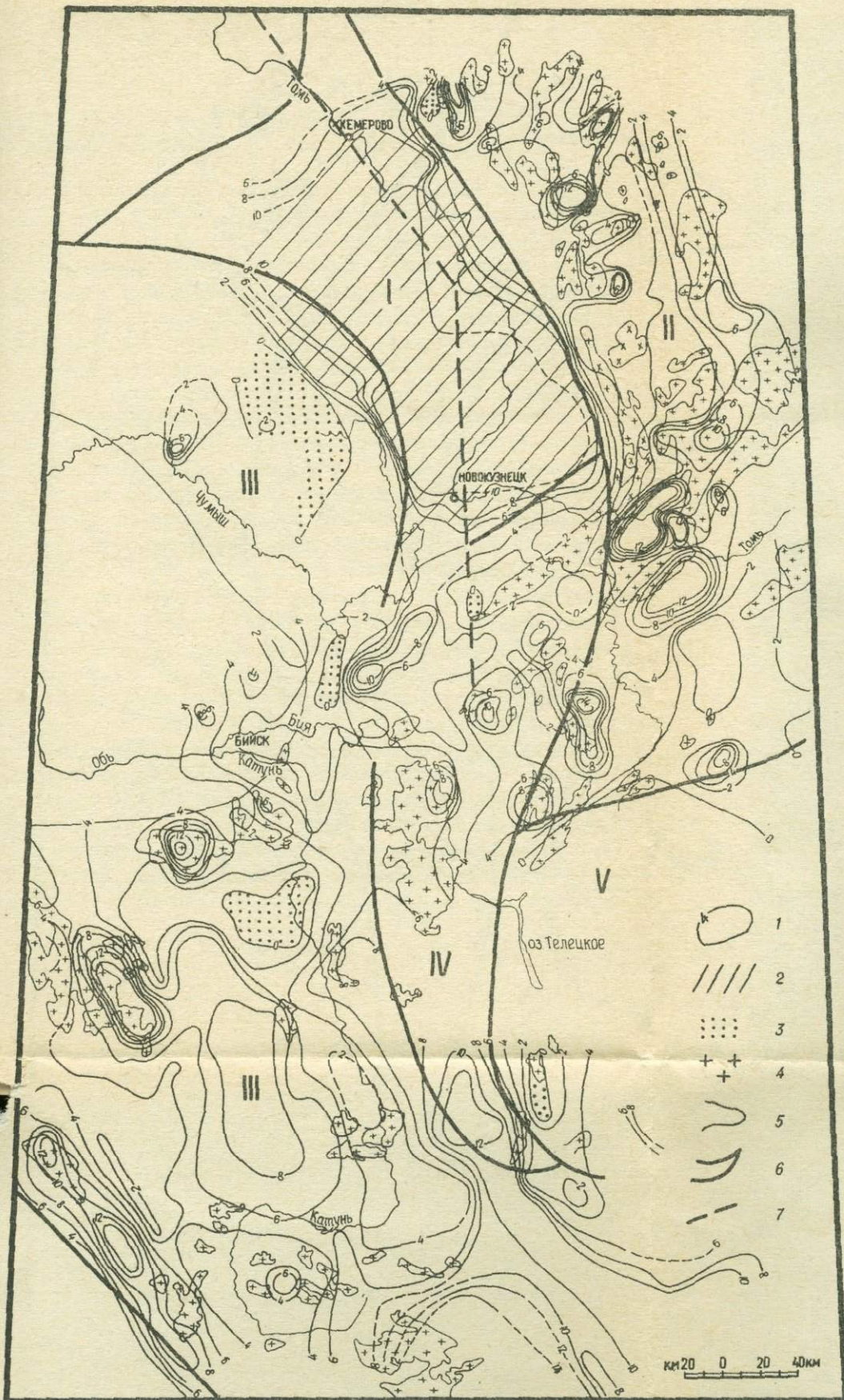


Рис. 2. Карта мощностей условно-гранитного слоя и рельефа кровли диоритового слоя в районе Кузнецкого прогиба, Кузнецкого Алатау, Горного Алтая и Горной Шории.

I - линии равных мощностей условно-гранитного и глубин кровли диоритового слоев; 2 - участок, на котором условно-гранитный слой не отделен от осадочной толщи (Кузнецкий прогиб); 3 - выходы условно-диоритового слоя; 4 - выходы гранитов; 5 - границы тектонических зон; 6 - разломы по границам тектонических зон; 7 - профиль ГСЗ. Тектонические зоны (здесь и далее): I - Кузнецкая, II - Минусинская, III - Салаиро-Алтайская, IV - Уйменско-Лебедская, V - Западно-Саянская.

км 20 0 20 40 60км

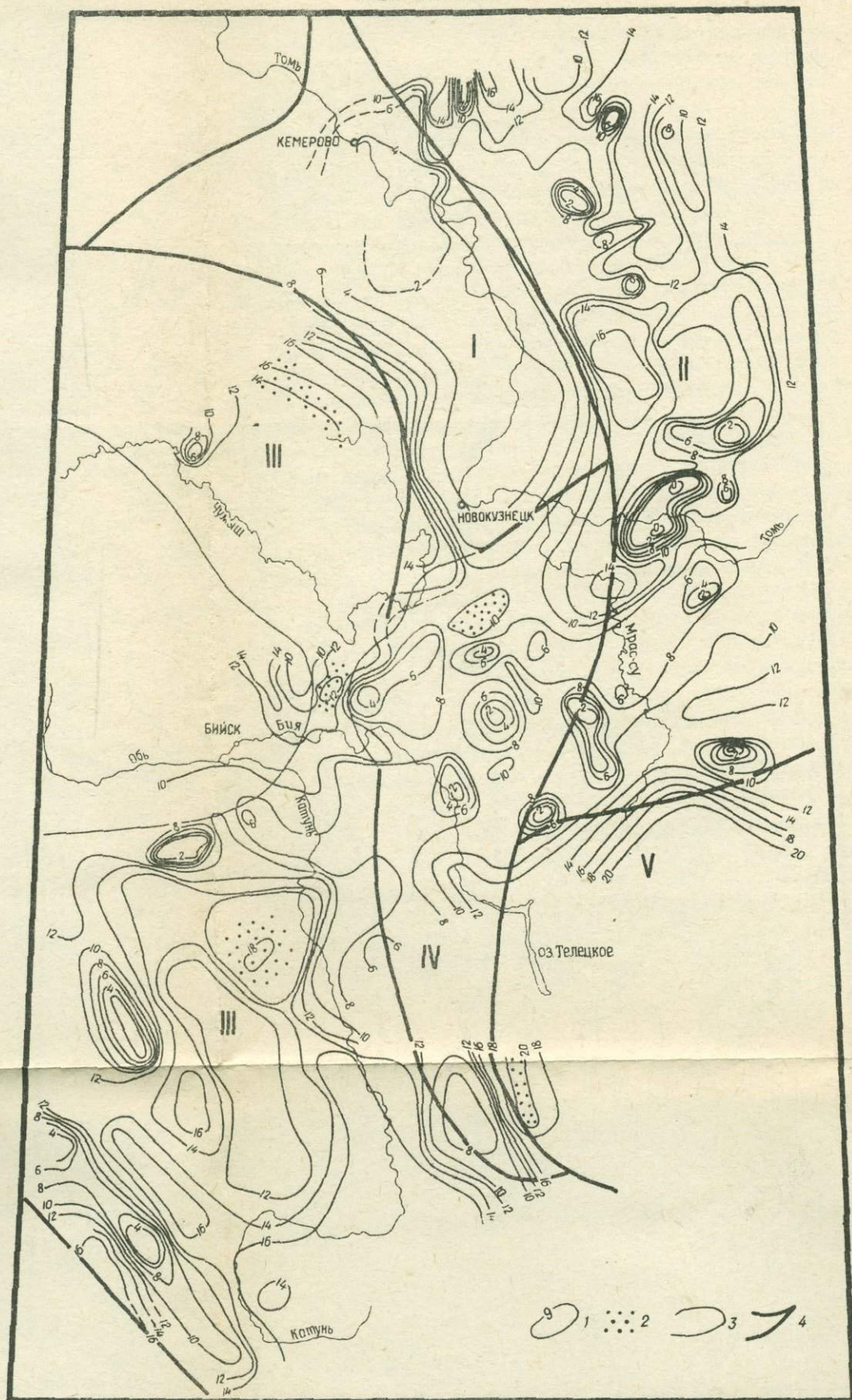


Рис. 3. Карта мощности диоритового слоя в районе Кузнецкого прогиба, Кузнецкого Алатау, Горного Алтая и Горной Шории.

I - линии равных мощностей диоритового слоя; 2 - участки, на которых диоритовый слой не отделен от вулканогенно-осадочных толщ; 3 - границы тектонических зон; 4 - разломы по границам тектонических зон.

клонения плотности базальтового и подкорового слоев от принятых их значений в значительной мере нивелируются в связи с большой глубиной аномальных масс.

Краткая характеристика мощности слоев и поверхностей их раздела

Мощность условно-гранитного слоя (рис. 2) на рассматриваемой территории изменяется от 14 км до полного выклинивания. Слой образует ряд небольших по площади, но мощных утолщений (10-14 км), часто имеющих очертания, близкие к изометрическим или удлинённые в северо-западном направлении (в Салаиро-Алтайской тектонической зоне). Утолщение условно-гранитного слоя в юго-западной части региона ориентировано согласно с простираем Северо-Восточной зоны смятия и соответствует в плане крупным гранитным массивам (Башелакскому, Белокурухинскому). На территории Горного Алтая преобладает средняя мощность слоя в 4-8 км. Участки малой мощности (0-2 км) невелики по площади и локализованы в восточной части Северо-Восточной зоны смятия, у южной границы Уйменско-Лебедской зоны и к югу от Белокурухинского гранитного массива. В северной части Салаиро-Алтайской тектонической зоны преобладают малые мощности (0-2 км). Повышенная мощность условно-гранитного слоя (10-12 км) отмечается в зоне Курайского и Чокракского разломов.

В Кузнецком Алатау и Горной Шории мощность условно-гранитного слоя изменяется в пределах 0-14 км. Максимальных значений она достигает в районе Таштагола. В других раздувах слоя мощность не превосходит 10-12 км. Ориентировка утолщений слоя резко отлична от таковой в Горном Алтае: она здесь в основном северо-восточная. Цепочка утолщений образует дугу, направление которой совпадает с простираем Кузнецко-Алтайского разлома, причем разлом проходит в основном по границе между утолщениями и утонениями слоя. Градиент локальных увеличений мощности слоя в Кузнецком Алатау и Горной Шории в среднем заметно больше, чем в Горном Алтае. Здесь намечается слоисто-блоковая структура самого верхнего этажа коры: локальные утолщения условно-гранитно-

го слоя нередко разделены выступами диоритового (или условно-диоритового) слоя. Последние в этом районе занимают значительно большую площадь, чем в Горном Алтае, и как бы оконтуривают с юга и востока Кузнецкую впадину.

Как отмечалось выше, при расчетах мощности осадочной толщи в Кузнецкой впадине за исходные значения нами были приняты глубины до подошвы этой толщи, полученные ГСЗ по профилю Кемерово - Новокузнецк. На остальной территории глубины фундамента впадины рассчитаны по гравиметрическим данным. Как видно из рис. 2, мощность осадочной толщи в северной части впадины достигает 12 км, в центральной она уменьшается, а в южной снова увеличивается. Для северной части впадины градиент увеличения мощности осадочной толщи в западном и восточном бортах ее заметно меньше, чем для южной, хотя мощность слоя в первой больше, чем во второй.

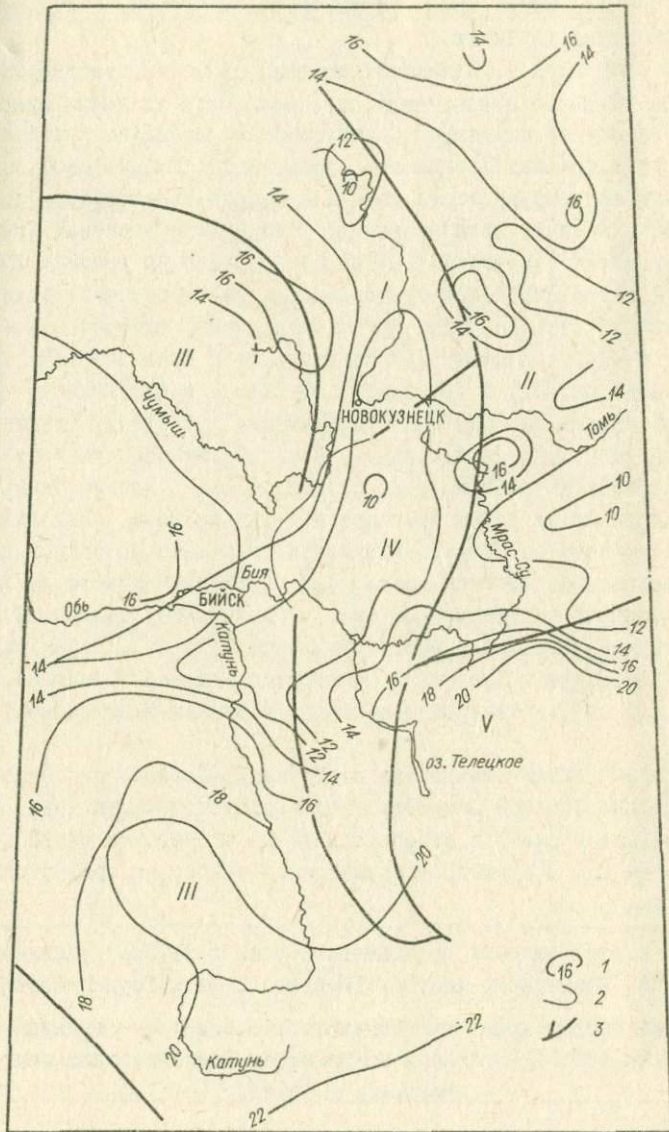
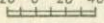
Мощность диоритового слоя на рассматриваемой территории изменяется от 0 до 20 км. Распределение масс этого слоя до некоторой степени является негативным по отношению к таковому условно-гранитного слоя. Под мощными утолщениями последнего обычно залегает тонкий диоритовый слой, местами почти выклинивающийся. Максимальная мощность диоритового слоя часто наблюдается на участках выклинивания условно-гранитного слоя. Для Кузнецкой впадины характерно общее закономерное утонение описываемого слоя от бортов к осевой части, где возможно его полное отсутствие и, следовательно, залегание осадочных толщ непосредственно на базальтовом слое. Наибольшей мощности (до 20 км) он достигает в Горном Алтае. Однако здесь, как и в ряде других мест (на рис. 3 соответствующие участки отмечены отдельным обозначением), значения мощности характеризуют условно-диоритовый, а не собственно диоритовый слой.

В Кузнецком Алатау и Горной Шории диоритовый слой достигает мощности 16 км, но преобладают здесь мощности 8-12 км.

Рис. 4. Карта рельефа кровли базальтового слоя в районе Кузнецкого прогиба, Кузнецкого Алатау, Горного Алтая и Горной Шории.

1 - линии равных глубин до кровли базальтового слоя; 2 - границы тектонических зон; 3 - разломы по границам тектонических зон.

км 20 0 20 40 км



- 16 1
- 3 2
- V 3

Таким образом, подтверждается указанная выше связь уровня современной тектонической активности с мощностью надбазальтовой части земной коры, поскольку Горный Алтай, и особенно его юго-восточная часть, в настоящее время являются более активными, чем Кузнецко-Горношорский район, что проявляется в амплитуде новейших движений, в сейсмичности и в особенностях распределения изостатических аномалий силы тяжести.

Распределение мощности базальтового слоя (рис. 5) как бы негативно по отношению к мощности надбазальтовой части коры или к рельефу его поверхности. Такое соотношение хорошо вырисовывается в Горном Алтае, где базальтовый слой в пределах Ануйского синклинория образует утонение, ориентированное почти параллельно простиранию названной структуры. В Кузнецко-Горношорском районе обратные соотношения мощности базальтового слоя и надбазальтовой части коры проявлены слабо. По-видимому, они здесь несколько затушеваны общим увеличением мощности базальтового слоя в юго-восточном и южном направлениях. Изменение мощности базальтового слоя от северных оконечностей Кузнецкого Алатау до Горной Шории составляет 10-14 км. На Горную Шорию приходится крупное утолщение базальтового слоя, простирающееся в северо-восточном направлении. Таким образом, утонения слоя в Горном Алтае и утолщения в Горной Шории составляют между собой угол почти в 90° .

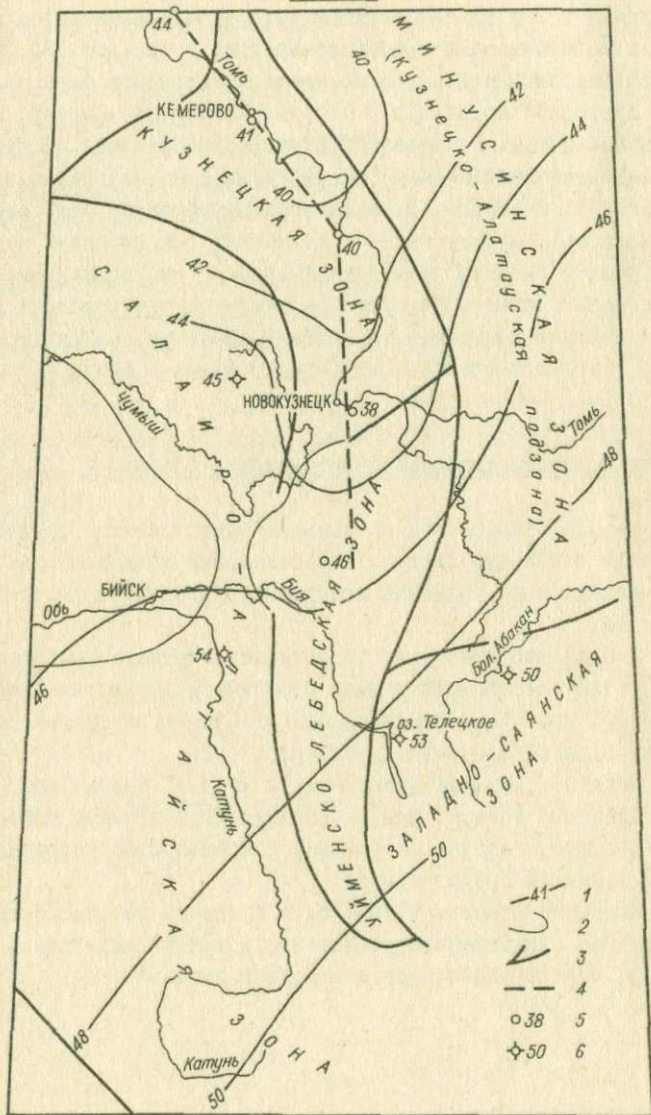
Рельеф кровли диоритового слоя (см. рис. 2) повторяет особенности распределения гранитного слоя, и представление о нем можно получить из анализа мощности последнего.

Рельеф кровли базальтового слоя (см. рис. 4) в пределах рассматриваемой территории представляется сравнительно сложным. Его кровля на глубинах

Рис. 6. Карта мощности земной коры в районе Кузнецкого прогиба, Кузнецкого Алатау, Горного Алтая и Горной Шории.

1 — линии равных мощностей земной коры; 2 — границы тектонических зон; 3 — разломы по границам тектонических зон; 4 — профиль ГСЗ; 5 — мощность земной коры по данным ГСЗ; 6 — мощность земной коры по сейсмологическим данным и данным, основанным на регистрации волн от промышленных взрывов.

км 20 0 20 40 км



10–22 км образует ряд прогибов и поднятий, охарактеризованных при рассмотрении мощности надбазальтовой части коры.

Рельеф подкорового слоя (мощность земной коры) в Горном Алтае понижается (увеличивается) с северо-запада на юго-восток приблизительно на 5 км (рис. 6). В Кузнецко-Горношорском районе поверхность подкорового слоя погружается от Кузнецкой котловины в сторону Кузнецкого Алатау, Салаира и Горной Шории. По данным ГСЗ, поверхность Мохо по линии Кемерово-Новокузнецк понижается от 38 км в Новокузнецке до 41 км в районе г. Кемерово. По рассматриваемой схеме (см. рис. 6) здесь, напротив, наблюдается ее повышение. За исходную глубину до подкорового слоя мы приняли значение 40 км, полученное по ГСЗ несколько южнее г. Кемерово. В таком случае мощность земной коры в Кузнецком Алатау достигает 42–46 км, на Салаире – 44 км, а в юго-восточной части Горного Алтая – 51 км.

Некоторые особенности распределения массы слоев

Непараллельность границ раздела между слоями обуславливает различие и большую сложность соотношений между ними в разных тектонических зонах. Отметим некоторые особенности распределения массы слоев.

1. Достаточно отчетливо проявляется соответствие увеличенных мощностей условно-гранитного слоя малым мощностям диоритового слоя и, наоборот, выклинивание условно-гранитного слоя в местах повышенной мощности диоритового слоя.

2. Мощность надбазальтовой части коры в Горном Алтае в 1,5 раза (в среднем) больше, чем в Кузнецко-Горношорском районе, что, по-видимому, связано с большей длительностью геосинклинального развития Горного Алтая.

3. Мощность базальтового слоя в Кузнецко-Горношорском районе испытывает существенное увеличение в южном направлении (на 10–14 км), чего не наблюдается в Горном Алтае.

Л и т е р а т у р а

1. А н д р е е в Б.А., К л у ш и н И.Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Л., "Недра", 1965.
2. М о и с е е н к о Ф.С. Об одном способе разложения аномального гравитационного поля. - *Вопр. рудн. геофиз.*, № 2. М., Госгеолтехиздат, 1961.
3. М о и с е е н к о Ф.С. Строение и развитие земной коры южного горного обрамления Сибири. - Сб. "Региональные геофизические исследования в Сибири". Новосибирск, "Наука", 1967.
4. М о и с е е н к о Ф.С., Е с и к о в Н.П. К оценке точности расчетов мощностей слоев земной коры и глубин их залегания при геолого-геофизических исследованиях. Статья в наст. сборнике.
5. Ф е д ы н с к и й В.В. Геофизические данные о некоторых чертах строения и развития земной коры. - *Геологические результаты прикладной геохимии и геофизики*. М., Гостоптехиздат, 1960.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЗАБАЙКАЛЬЯ ПО ГРАВИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ

(А.В. Л а д ы н и н)

Модель земной коры и особенности методики разделения аномалий

Совместное рассмотрение геологических и гравиметрических материалов по Забайкалью показало правомерность использования четырехслойной модели земной коры региона при ее изучении. Применительно к региону эта модель имеет следующий вид (рис. 1).

Эффективная плотность на нижней границе коры (при расчетах изменения ее глубин по формуле плоского слоя) принята равной $0,25 \text{ г/см}^3$ в соответствии с выводами Б.А. Андреева и И.Г. Клушина о зависимости эффективной плотности от соотношения средней глубины H до границы раздела и длины волны гравитационного эффекта этой границы [2]. В данном случае $H=50$ и $L = 500-700$ км.

Разделение аномалий и построение разрезов земной коры на основании принятой модели выполнены в предположении, что: 1) относительно крупные массивы интрузивных пород гранитного и диоритового рядов и метаморфические породы той же плотности являются выходами на поверхность соответствующих слоев земной коры; 2) слои земной коры располагаются по вертикали в указанной последовательности; 3) средние плотности слоев (за исключением

осадочно-вулканогенного) постоянны как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении; 4) отсутствуют локальные неоднородности в верхней мантии.

Аномалия Буге складывается из следующих компонент:

$$\Delta g_B = \Delta g_{a,c} + \Delta g_1 + \Delta g_2 + \Delta g_3 + \Delta g_4 + C,$$

где $\Delta g_{a,c} = \Delta g_B - \Delta g_{IV}$ - аномальный эффект впадин и массивов мезозойских гранитов, а также локальные положительные аномалии, соответствующие гипербазитам и другим малым интрузивным массивам основных и ультраосновных пород; $\Delta g_1 = \Delta g_{IV} - \Delta g_{III}$ - аномальный эффект изменений мощности и плотности пород осадочно-вулканогенного слоя; $\Delta g_2 = \Delta g_{III} - \Delta g_{II}$ - аномальный эффект изменений мощности (и неучитываемых изменений плотности) гранитного слоя; $\Delta g_3 = \Delta g_{II} - \Delta g_I$ - аномальный эффект масс диоритового слоя; $\Delta g_4 = C - \Delta g_I$ - аномальный эффект рельефа подошвы земной коры (здесь C - некоторый постоянный аномальный фон - в соответствии с предположением об отсутствии в пределах региона неоднородностей в мантии, а $\Delta g_{IV}, \Delta g_{III}, \Delta g_{II}, \Delta g_I$ -

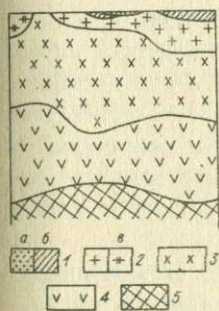


Рис. 1. Модель земной коры.

1 - слой осадочно-вулканогенных и метаморфических пород (стратифицированный): осадочные породы во впадинах и прогибах (а), характеризующиеся низкой средней плотностью, осадочно-вулканогенные, метаморфизованные и метаморфические породы, 2 - гранитный слой, включающий кроме гранитов метаморфические породы, близкие по плотности к гранитам; особо выделяются граниты пониженной плотности (б), обычно мезозойские, лейкократовые; 3 - диоритовый слой, также включающий соответствующие по плотности метаморфические образования; 4 - базальтовый слой, 5 - подкоровый слой верхней мантии.

составляющие, включающие влияния всех масс лежащих соответственно ниже вулканогенно-осадочного, гранитного, диоритового и базальтового слоев земной коры [17, 18].

Составляющая Δg_{IV} совпадает с аномалией Буге везде, кроме областей впадин и прогибов, заполненных рыхлыми осадочными отложениями низкой плотности, мезозойских гранитных массивов и отдельных интрузий габброидов. Составляющая Δg_{III} выделена по значениям аномалий Буге над гранитными массивами (с поправкой за ограниченность размеров массивов) и интерполирована между этими массивами с использованием данных расчетов по особенностям поля Δg_{IV} , которые можно отнести за счет кровли гранитного слоя. Эта методика выделения составляющей Δg_{III} могла быть использована лишь в Восточном Забайкалье южнее Монголо-Охотского глубинного разлома. Севернее разлома из-за весьма широкого распространения гранитоидов и отсутствия подробных сведений о физических свойствах и вертикальной мощности вулканогенных и метаморфических комплексов пород, имеющих локальное распространение, последние условно включались в гранитный слой и составляющие Δg_{IV} и Δg_{III} принимались совпадающими одна с другой.

Абсолютный уровень составляющей Δg_{II} определялся по значениям аномалии Буге над выходами интрузивных и метаморфических пород, относимых к диоритовому слою, с использованием расчетов глубин по особенностям кривой между этими выходами, а общий характер кривой Δg_{II} получен посредством интерполяции по карте изодиний Δg_{II} с соблюдением требования плавного очертания изоаномал при отсутствии "профильных" аномалий. По особенностям составляющей Δg_{II} типа гравитационных ступеней рассчитаны глубины от 10 до 20 км, близкие к глубине залегания поверхности базальтового слоя в других районах [23]. Они и были приняты за глубины до базальтового слоя.

Если бы подошва коры была горизонтальной, то одинаковым глубинам до кровли базальтового слоя соответствовали равные значения Δg_{II} , а изменениям глубины на величину ΔH_B , изменения Δg_{II} на величину $2\pi f \sigma_B \Delta H_B$ — где $\sigma_B = 0,18 \text{ г/см}^3$. Реальные изменения систематически отличаются от этой закономерности, причем величины отклонений в общем соответствуют изменениям мощности земной коры по карте Э.Э. Фотиади и

Г.И. Каратаева [23]. Это позволило определить составляющую Δg_I в 2I точке по формуле

$$\Delta g_I = C_I + \Delta g_{II} - 2\pi f \sigma_B \Delta H_B,$$

где C_I — постоянная величина, определяемая по известной или заданной глубине раздела Мохоровичича. За исходное значение глубины до подкорового слоя нами принята величина 42 км у с. Еланцы, полученная С.В. Голенецким по сейсмологическим данным [8].

Погрешность фона Δg_I , определенная по суммарным невязкам между профилями, достигает величины порядка 15–20 мгл, что соответствует погрешности в глубинах $\sim 1,5$ –2 км, а суммарная погрешность с учетом случайных ошибок определения глубины до кровли базальтового слоя, которые составляют ± 2 км, равна $\pm 2,5$ –3 км.

Структура земной коры Забайкалья

На рис. 2 и 3 приведены карты рельефа поверхностей диоритового, базальтового и подкорового слоев в сопоставлении с тектонической зональностью Забайкалья по Э.Э. Фотиади и Ф.С. Моисеенко [24]. Первая из них практически соответствует (см. рис. 2) карте мощности условно-гранитного слоя, в которой объединены гранитный и вулканогенно-осадочный слои; для зон, расположенных южнее Монголо-Охотского разлома, учтены изменения плотности пород вулканогенно-осадочного слоя, а также аномально низкая плотность мезозойских гранитов по сравнению со средней плотностью гранитного слоя [1, 10].

Погрешность выделения составляющей Δg_2 , обусловленной изменениями мощности гранитного слоя, составляет 5–10 мгл и лишь в редких случаях при интерполяции Δg_{III} на расстояния более 100 км она превышает 15 мгл (например, в Даурской зоне). Соответствующие ошибки величин мощности гранитного слоя составляют 1,5–2,0 км, но они, вероятно, более значительны из-за отклонений плотности от ее принятой величины. Погрешности в значительной части являются систематическими и определяются отли-

чем конкретных геологических условий от средних, принятых при наших построениях.

Сечение изолиний на картах взято меньшим, чем это определяется погрешностью соответствующих величин. Поэтому не гарантируется точность снятых с карт величин в любой точке в пределах сечения изолиний, и карты следует считать схематическими. Такой схематизм предпочтительнее, так как карта с сечением 5 км не дала бы возможности заметить многие особенности распределения мощности гранитного слоя ввиду того, что диапазон ее изменений составляет всего 12 км.

Наибольшая мощность условно-гранитного слоя отмечается на Даурском и Калагуйском участках Восточно-Забайкальской зоны (10-12 км), а также в западных частях Яблоновой (10-12 км) и Витимской (8-12 км) зон. Положения кровли диоритового слоя в районе оз. Байкал определено неуверенно из-за невозможности достаточно точно разделить влияющие осадочной толщи и собственно гранитного слоя.

Малые мощности гранитного слоя получены в Яблоновой, Зазинской зонах, а также в Агинской и на отдельных участках Шилко-Аргунской части Восточно-Забайкальской зоны (см. рис. 2). Средняя мощность гранитного слоя в этих зонах составляет 3-4 км, изменяясь от 0 до 6 км.

Мощность диоритового слоя в Забайкалье меняется от 2 до 20 км, составляя в среднем 12-15 км, причем минимальные значения ее приурочены к границе Сибирской платформы в районе оз. Байкал и Чарской глыбы, а наибольшие к Яблоновой, Становой и восточной части Ципинской зоны, а также к Агинскому и Пришилкинскому районам Восточного Забайкалья.

Поверхность базальтового слоя (см. рис. 3) залегает на глубинах от 10 до 20 км; наименьшие глубины отмечаются в Чарской и Байкальской приплатформенных областях, а наибольшие - в центральной части Витимской зоны, а также в Становой зоне и Даурской подзоне Восточного Забайкалья, где кровля слоя образует прогиб северо-восточного простирания, ограниченный с юго-востока поднятием в междуречье Аргунь - Шилка, а с северо-запада - поднятиями в бассейнах рек Уда и Калакан, которые отделяют Яблоновый прогиб от более изометрического Витимского.

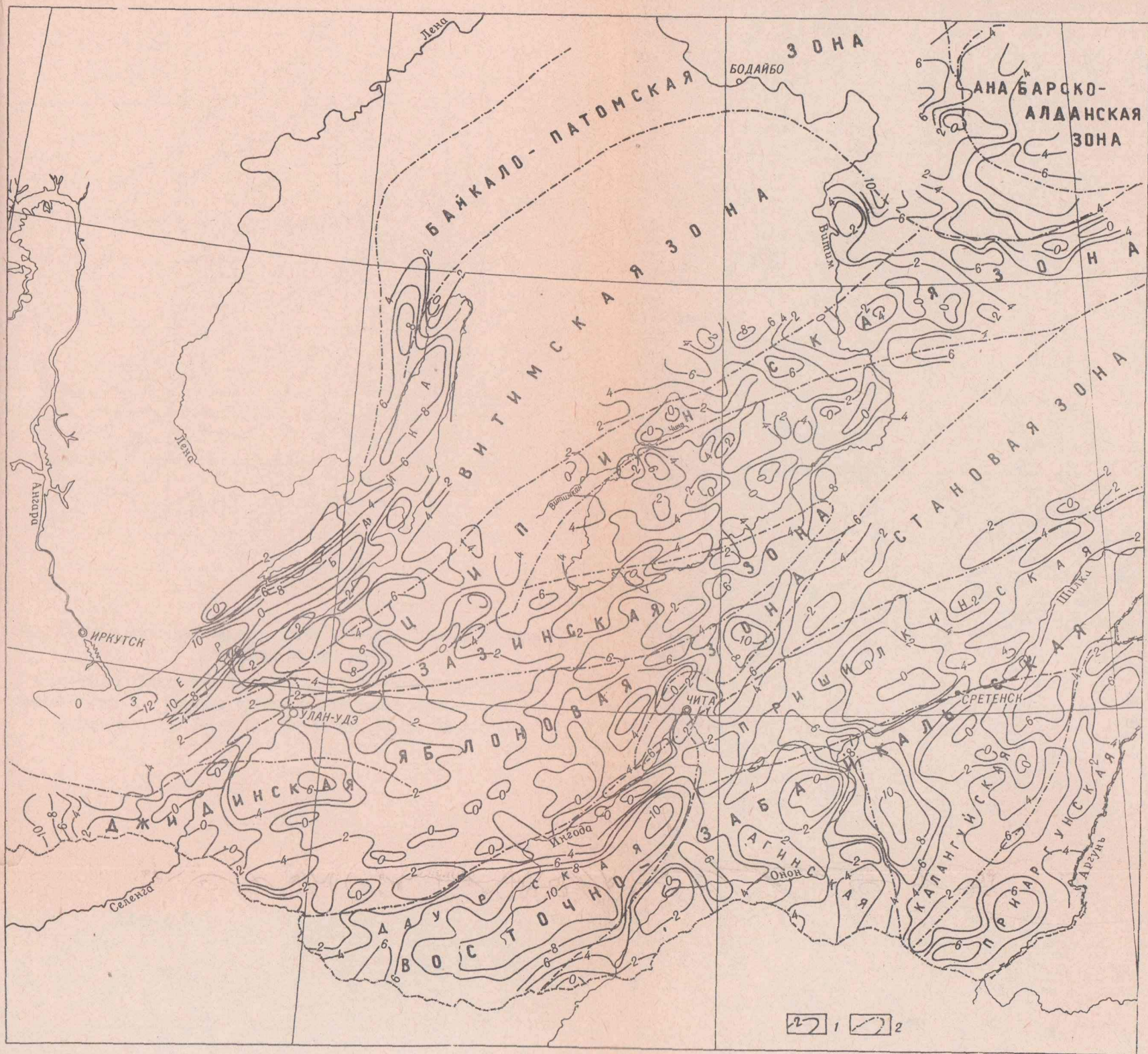


Рис. 2. Схематическая карта мощности условно-гранитного слоя (рельеф поверхности диоритового слоя).

1 - изолинии мощности условно-гранитного слоя (изогипсы поверхности диоритового слоя); 2 - границы тектонических зон.

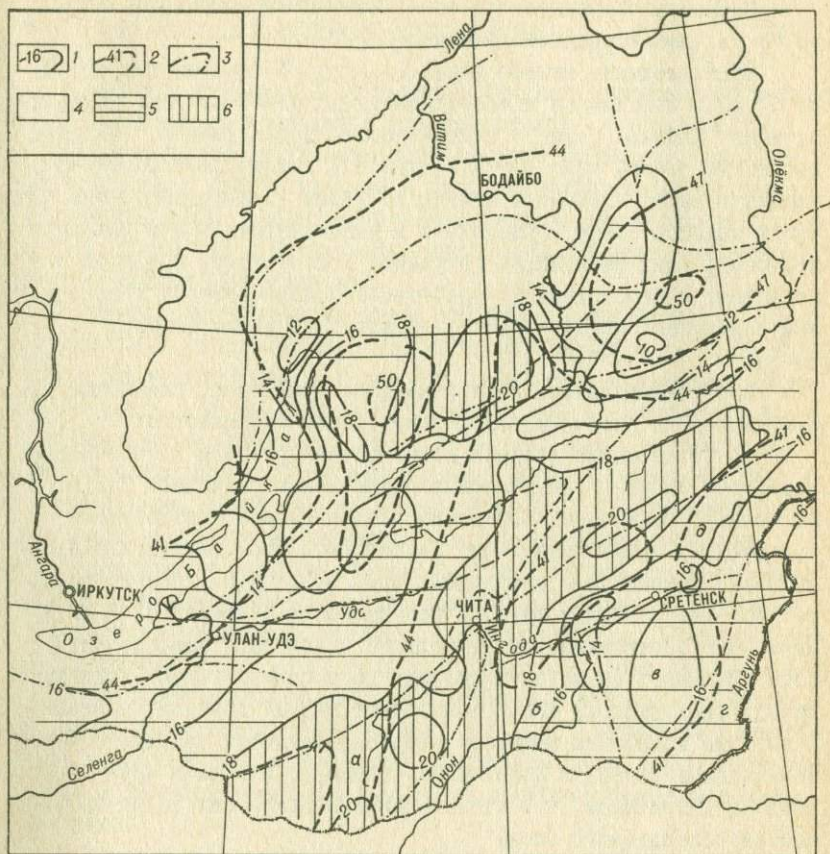


Рис. 3. Схематическая карта рельефа кровли базальтового слоя и мощности земной коры.

1 - изогипсы кровли базальтового слоя; 2 - изолинии мощности земной коры; 3 - границы тектонических зон; глубины до базальтового слоя: до 14 км (4), 14-18 км (5), > 18 км (6).

Мощность базальтового слоя, изменяясь в пределах от 20 до 40 км, имеет среднее значение 26–27 км.

Общая толщина земной коры (см. рис. 3) изменяется от 40 до 50 км в Забайкалье и в среднем равна 43–44 км. Она не обнаруживает видимой связи с тектонической зональностью. Обширное утолщение земной коры (Прибайкальское) захватывает почти всю западную часть региона к западу от линии Чита–Бодайбо. Оно протягивается почти меридиально и разделяется на два максимума мощности, один из которых приурочен к Даурскому, а другой к Итатскому и Баргузинскому хребтам. С северо-востока к последнему примыкает Кадаро–Удоканский максимум мощности коры (50 км).

При сопоставлении карт рельефа диоритового, базальтового и подкорового слоев выявляются следующие особенности:

1. Соотношение рельефа поверхностей раздела и соотношение мощностей слоев в разных зонах существенно различно. Так, в Восточно-Забайкальской зоне отмечается прямое соответствие увеличения глубины залегания диоритового слоя погружению кровли базальтового слоя и подошвы коры, тогда как в Яблоновой зоне соотношения между ними не определяются однозначно. В Витимской зоне соотношения между кровлей и подошвой базальтового слоя обратные: увеличению толщины коры соответствуют поднятия кровли базальтового слоя и наоборот. Таким образом, в Витимской зоне изменения мощности коры определяются главным образом базальтовым слоем, в Яблоновой – примерно в равной мере базальтовым и диоритовым, в Восточно-Забайкальской они почти не зависят от базальтового слоя.

2. Рельеф кровли диоритового слоя гораздо в более сильной степени дифференцирован, чем нижележащие границы, поэтому наблюдаются локальные обратные соотношения между мощностями гранитного и диоритового слоев, наиболее заметные в Восточном Забайкалье (Даурская и Калангуйская зоны).

Соотношения слоев земной коры с геологическим строением и неотектоникой

Широкое развитие в Забайкалье интрузий гранитоидов затрудняет изучение геологической истории региона и обуславливает схематичность сопоставлений особенностей глубинной структуры земной коры с приповерхностным геологическим строением. Анализ соотношений глубинного строения и приповерхностного был дан в работе [18]. Приведенные ниже выводы в основном повторяют результаты этого анализа.

Наибольшие скопления гранитного слоя наблюдаются в Калангуйской и Даурской зонах Восточного Забайкалья и на большей части Ципинской зоны, а малые его мощности — в пределах Яблоновой зоны, а также Агинской, Приаргунской и Пришилкинской зон Восточного Забайкалья, т.е. гранитные массы концентрируются в зонах мощного осадконакопления либо в палеозое, либо в мезокайнозое, тогда как малые мощности слоя преобладают на участках с устойчивым геосинклинальным режимом. Утолщение слоя происходит главным образом за счет увеличения собственно гранитов и лишь в Байкальском прогибе, по-видимому, основную роль играет увеличение мощности осадочных пород. Соответственно диоритовый слой имеет большую мощность в областях с устойчивым геосинклинальным режимом и меньшую в районах интенсивного осадконакопления. Неясно, вместе с тем, уменьшение мощности слоя в Чарской глыбе платформы и в Приаргунской зоне, отличавшейся в течение длительного времени геосинклинальным режимом развития.

Какого-либо однозначного соответствия строения верхних горизонтов земной коры неотектоническим элементам Забайкалья [20] обнаружить не удастся, хотя в общем простираение новейших структур и структур поверхности диоритового слоя совпадает.

Кровля базальтового слоя характеризуется неоднозначными соотношениями с тектоническими элементами Забайкалья. Полоса наибольшего погружения кровли базальтового слоя захватывает Даурскую зону, испытывавшую прогибание в палеозое и поднятие в мезозое, и Читино-Олекминскую подзону Яблоновой зоны — участок геосинклинального режима в палеозое, испытывавший лишь слабое погружение в мезозое. Вместе с тем отмечается хорошее

соответствие указанного прогиба выделенной Н.Н. Тихомировым, В.С. Кормилициным и Н.В. Шталь [22] Шилко-Нерчинской краевой геосинклинальной зоне герцинского этапа складчатости. Крупный прогиб кровли базальтового слоя приходится на юго-восточную часть Витимской зоны, которая была областью преимущественного погружения в докембрии и нижнем кембрии [21]. Поднятиями кровли базальтового слоя отмечаются юго-восточное Забайкалье, район оз. Байкал и Олекмо-Витимское междуречье, т.е. окраины Байкальского сводового поднятия. Вместе с тем центральные части Байкальского свода, испытывавшие в разное время погружения, характеризуются, как уже указывалось, прогибами кровли базальтового слоя. Намечается некоторая зависимость мощности базальтового слоя от возраста геосинклинальных структур - архейской Чарской глыбе соответствует мощность базальтового слоя 32-38 км, байкалидам Прибайкалья - 28-30 км, мезозоидам юго-восточного Забайкалья - 26-28 км, однако эта зависимость может быть случайной [18].

Соотношения рельефа кровли и толщины базальтового слоя с современным рельефом и неотектоникой существенно различны в разных зонах. Так, в Восточном Забайкалье базальтовый слой погружается и уменьшается в мощности в районах наиболее интенсивных новейших поднятий (в Даурском, Яблоновом и Становом хребтах) и воздымается в области меньших неоген-четвертичных поднятий в Юго-Восточном Забайкалье (исключая западную часть Агинской зоны). В Витимской зоне и Прибайкалье соотношения неоднозначны, но скорее противоположны. Так, Чарской глыбе хребтам Кодар и Удокан соответствует поднятие, а Муйскому хребту и прилежащим к нему хребтам и впадине - прогиб кровли базальтового слоя. Характерной особенностью базальтового слоя является довольно резкое увеличение его мощности в основании хребтов Удокан и Калакан (37 км) и относительное уменьшение его под хр. Кодар, что, вероятно, связано с особенностями изостатического состояния этого района [13].

Распределение полной мощности земной коры не обнаруживает какой-либо связи с тектонической зональностью [II, I2, I9], но имеет хорошую корреляцию с элементами новейшей структуры и современным рельефом. Прибайкальский максимум мощности коры приурочен к системе прибайкальских хребтов (Баргузинский, Итатский

и др.). Кодаро-Удоканское утолщение коры также соответствует интенсивному (более 3000 м) новейшему поднятию, причем наиболее высокий в этой зоне хр. Кодар находится на северо-восточном склоне прогиба подошвы коры, что связано с его существенной недокомпенсацией [13]. Третье локальное утолщение подошвы коры отвечает Даурскому и Малханскому хребтам. Уменьшение мощности коры к западу от Читы и в междуречье Шилка - Аргунь непосредственно связано с областью небольших отметок современного рельефа и меньшей амплитудой и контрастностью неоген-четвертичных поднятий (см. рис. 3, 4). Намечается зависимость следующего типа: среди новейших поднятий близкой амплитуды более рельефно отмечаются в мощности земной коры те из них, для которых характерна большая контрастность осложняющих их структурных элементов более высокого порядка.

Сопоставление карт структуры земной коры с изостатическими аномалиями Грааф-Хантера [13] обнаруживает следующие закономерности.

1. Участки локального увеличения мощности гранитного слоя и соответственно уменьшения мощности диоритового слоя отмечаются почти повсеместно отрицательными изостатическими аномалиями вне зависимости от расположения этих участков в тех или других неотектонических условиях. С одной стороны, это свидетельствует о стабильности данной границы раздела на неотектоническом этапе развития региона, а с другой, подтверждает мнение об относительно незначительной роли изостатических сил в тектоническом процессе [3, 5, 13].

2. Изостазия достигается главным образом за счет положения подошвы коры, о чем свидетельствует хорошее соответствие среднего рельефа земной поверхности рельефу поверхности Мохоровичича (см. рис. 4). Однако в некоторых районах существенное влияние имеют другие границы раздела, например кровля базальтового слоя в Кодаро-Удоканском районе, подошва гранитного слоя - в Даурской зоне.

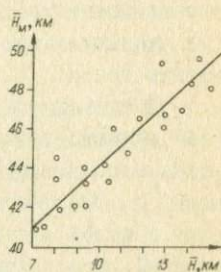


Рис. 4. Зависимость мощности мощности коры H_M от средних высот рельефа \bar{H} .

Выводы

Четырехслойная модель земной коры и изложенные предположения в условиях Забайкалья позволили построить схематические карты по трем плотностным границам: подошве гранитного слоя, кровле базальтового слоя и подошве земной коры. Средние мощности слоев и пределы их изменения (в скобках) таковы: вулканогенно-осадочно-гранитного - 4-6 км (0-12 км), диоритового - 12-15 км (2-20 км), базальтового - 26-28 км (20-40 км), общая мощность коры - 43-45 км (40-50 км). Случайные погрешности определения глубин плотностных границ имеют порядок 2-3 км. Систематические погрешности, основной причиной которых следует считать возможную несправедливость принятых гипотез, могут значительно превосходить случайные. Эти гипотезы нуждаются в проверке, лучшим методом которой была бы совместная интерпретация данных ГСЗ и гравиметрии. Тем не менее построенные карты в определенной мере характеризуют распределение аномальных масс на различных уровнях земной коры, а возможные систематические погрешности не имеют большого значения при сравнительном анализе строения коры по районам и тектоническим зонам.

Современное строение земной коры является результатом всей истории геологического развития региона, но отдельные этапы этой истории в различной степени отразились в структуре коры [4, 18]. Распределение масс в гранитном, диоритовом и лишь в малой степени в базальтовом слоях отражает геосинклинальный этап развития каждой из тектонических зон. Новейшие движения лишь в небольшой степени отразились в строении верхней части коры, а современная структура нижних горизонтов коры, в особенности ее подошвы, определяется новейшей тектоникой. Другие этапы геологической истории в структуре нижней части коры существенно не проявляются.

Эта закономерность позволяет внести определенные уточнения в принципы подхода к тектоническому районированию по гравитационным аномалиям, в частности в вопрос соответствия региональных аномалий силы тяжести с тектоническим режимом в определенные периоды геологической истории. Так, вывод Ц.Ц. Цы-

рендоржиева [25] о приуроченности региональных минимумов к устойчивым геосинклинальным прогибам докембрия и палеозоя может быть справедливым в той мере, в какой минимумы силы тяжести связаны с увеличением мощности гранитного слоя, и неверным, если минимумы обусловлены увеличением полной мощности коры.

Отмеченные соотношения структуры земной коры с тектоникой и современным рельефом объясняют тот факт, что построение подошвы коры по корреляционным диаграммам дает почти повсеместно хотя и схематичное, но в общем удовлетворительное изображение ее рельефа, тогда как вышележащие границы (в частности, кровлю базальтового слоя) удовлетворительно построить не удастся [6, 9]. Этим, видимо, и объясняется сходство карт рельефа подошвы коры, построенных Э.Э. Фотиади и Г.И. Каратаевым [23], Ц.Ц. цырендоржиевым [25] и нами (см. рис. 3).

Л и т е р а т у р а

1. А г а ф о н о в Г.Д. Геофизические исследования в Забайкалье. — В кн.: "Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке". Новосибирск, "Наука", 1967.
2. А н д р е е в Б.А., К л у ш и н И.Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Л., Гостоптехиздат, 1962.
3. А р т е м ь е в М.Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. "Наука", 1966.
4. Б е л о у с о в В.В. Земная кора и верхняя мантия материков. "Наука", 1965.
5. Б у л м а с о в А.П. Структура земной коры района Байкальской впадины по геофизическим данным. Тр. Иркутского ун-та, т. XIV, вып. 4, 1959.
6. Б у л м а с о в А.П. Глубинное строение Прибайкалья по геофизическим данным. — Геология СССР, т. 35, ч. I. "Недра", 1964.
7. Г а й с к и й В.Н. Определение мощности земной коры в районе наблюдающей станции по сейсмограммам далеких землетрясений. Тр. геофиз. Ин-та АН СССР, 1950 № 12 (139).

8. Г о л е н и ц к и й С.И. Мощность коры на среднем Байкале по наблюдениям над обменными отраженными волнами. - Ж. „Геол. и геофиз.“, 1965, № 5.
9. Д е м е н и ц к а я Р.М. Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным. Л., Гостоптехиздат, 1961.
10. З о р и н Ю.А. К вопросу о геологической интерпретации геофизических (гравиметрических) данных по некоторым гранитным плутонам Восточного Забайкалья. - Зап. Забайкальск. отделения геогр. об-ва СССР, вып. 21, Тр. геол. секции, № 2, 1963.
11. К о з е р е н к о В.Н. Геологическое строение юго-восточной части Восточного Забайкалья. Львов, Изд-во Львовского ун-та, 1956.
12. К о с ы г и н Ю.А. и др. Докембрийская тектоника Сибири. Изд-во СО АН СССР, 1964.
13. Л а д ы н и н А.В. Изостазия и современная тектоническая активность Прибайкалья и Забайкалья. - Геол. и геофиз., 1969, № 2.
14. Л ю с т и х Е.Н. Изостазия и изостатические гипотезы. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 38(165), 1957.
15. М а г н и ц к и й В.А. Внутреннее строение и физика Земли. "Недра", 1965.
16. М а с т ь л и н Л.А. Некоторые черты геолого-геофизической зональности Забайкалья. - Тезисы докл. 4-й геол. конф. Чита, 1965.
17. М о и с е е н к о Ф.С. Об одном способе разложения аномального гравитационного поля. - Вопр. рудн. геофиз., № 2. М., Гостеолтехиздат, 1961.
18. М о и с е е н к о Ф.С. Строение и развитие земной коры южного горного обрамления Сибири. Новосибирск, "Наука", (в печати).
19. Н а г и б и н а М.С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 79. М., 1963.
20. Н и к о л а е в Н.И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Гостеолтехиздат, 1962.
21. С а л о п Л.И. Геология Байкальской горной области. М., "Недра", 1964.

22. Тихомиров Н.И., Кормилицын В.С., Шталь Н.В. Интрузивные комплексы Забайкалья. М., "Недра", 1964.
23. Фотиади Э.Э., Каратаев Г.И., Моисеенко Ф.С. Некоторые региональные особенности глубинного строения земной коры СССР в свете геофизических данных. - Геол. и геофиз., 1965, № 10.
24. Фотиади Э.Э., Моисеенко Ф.С. Основные черты тектонического строения Сибири и Дальнего Востока в свете геологических и геофизических данных. - В кн.: "Геологические результаты геофизических исследований Сибири и Дальнего Востока". Новосибирск, "Наука", 1967.
25. Цырендоржиев Ц.Ц. Элементы тектоники Прибайкалья по геофизическим данным. - "Геол. и геофиз"., 1963, № 6.

МОРФОЛОГИЯ НЕКОТОРЫХ ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВОВ КАЗАХСТАНА И АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

(Е.П. Пучков, Ю.Г. Бороздин)

Среди глубинных изверженных пород земного шара на долю гранитоидов приходится примерно 95% всей площади, занимаемой интрузивными породами. С гранитоидами генетически связано абсолютное большинство месторождений редких, рассеянных и радиоактивных элементов. Поэтому проблема изучения морфологии гранитоидных массивов представляет не только теоретический, но и практический интерес.

С целью изучения формы массивов гранитоидов лабораторией физики земной коры производились специальные геофизические исследования в 1962–1963 гг. на Кандыгатайском, Преображенском, Каиндинском, Змеиногорском, Белокурухинском, Улень-Туимском, Уйбатском и Шиндинском массивах. Массивы были изучены в разной степени, что обусловлено различными качеством и полнотой геологических и геофизических данных.

Геологические и геофизические данные о форме гранитоидных массивов

Геологические данные позволяют судить лишь о строении самой приповерхностной части массивов гранитоидов. При этом фактические данные, положенные в основу построений и заключений о

форме того или иного массива, весьма ограничены. Дополнительные материалы для суждения о форме гранитных тел дает изучение контактовых ореолов гранитов и внутренней тектонической структуры гранитных массивов методом структурного анализа [16, 47, 66].

Наибольший практический и теоретический интерес представляет глубинная морфология массивов и, в частности, поведение их боковых контактов на глубине, вертикальная мощность гранитов, характер их нижней границы и т. п. По одной группе гипотез гранитные массивы имеют столбообразную форму, по другой — пластообразную. Некоторые геологи рассматривают крупные гранитные массивы как куполообразные выступы "гранитного" слоя земной коры. В геологической литературе встречается ряд терминов ("акмолит", "бисмалит", "батолит", "гарнолит" и др.), отражающих гипотетические представления того или иного автора о форме интрузивных тел. Особый интерес вызывает проблема образования крупных гранитных массивов, или проблема "батолитов". Морфология их по-прежнему остается неясной.

Над гранитами в большинстве случаев отмечаются локальные отрицательные аномалии силы тяжести [61, 62, 67, 69 и др.], связанные с их недостаточной плотностью по отношению к плотности вмещающих пород. Амплитуда этих аномалий изменяется от нескольких миллигал до нескольких десятков миллигал.

Очень важной особенностью гранитов является исключительная однородность их минералогического состава, определяющая и их однородность по плотности. Вместе с тем в апикальной и приконтактной частях гранитных массивов развиты различные гибридные породы от гранодиоритов до габбро, вызывающие появление мелких локальных положительных аномалий на фоне более крупной отрицательной аномалии, отвечающей массиву в целом.

Изучению морфологии гранитных массивов по геофизическим данным посвящено сравнительно небольшое число работ. Среди зарубежных исследователей большое внимание этой проблеме уделяли М.Т.Ф. Ботт [63-65], Р. Бин [61] и Ф. Ромберг и В. Бернс [72]. В Советском Союзе такие работы выполнены по территории Казахстана [17, 26, 35, 53, 54, 59 и др.], Юго-Восточного Забайкалья [19-21, 29, 55] и на северо-востоке СССР [10]. Наиболее

часто для этой цели используются гравиметрические материалы, реже магниторазведочные [26, 65] и сейсморазведочные [42, 56].

Обобщая данные всех исследователей, можно сделать следующие выводы относительно глубинной морфологии гранитов:

1) гранитные массивы, как правило, — тела пластообразные, с горизонтальными размерами, в несколько раз превышающими их вертикальную мощность;

2) в большинстве случаев контакт между гранитами и вмещающими породами падает в сторону от массива. Иначе говоря, гранитные массивы на глубину расширяются, и нередко отдельные тела гранитов на глубине соединяются в единое целое. Угол падения боковых контактов изменяется от 40 до 90°;

3) нижняя граница гранитных массивов неровна, вертикальная мощность их непостоянна.

Характер и природа нижней границы гранитных массивов имеет важное значение для выяснения вопросов, связанных с условиями образования и формирования гранитов. Возможны три варианта размещения гранитов в земной коре (рис. 1), каждый из которых отвечает наблюдаемому гравитационному полю. Модель А предполагает, что граниты целиком располагаются в толще вмещающих пород. Образование такого тела объясняется притоком материала по "магмаподводящим" каналам, которые никак не фиксируются в физических полях [53, 54, 59]. Согласно модели Б, подошвой гранитов являются отложения нижнего структурного этажа, или "древнего фундамента" [10]. Массивы гранитоидов при этом представляются в виде межформационных пластовых или лакколитоподобных интрузий, магмаподводящие каналы которых тесно связаны с глубинными разломами. Наконец, модель В основана на предположении, что гранитный массив, вызывающий локальную отрицательную аномалию Δg , является выступом более крупного гранитного тела.

Имеются некоторые указания, что под гранитами залегают изверженные породы более основного состава [23, 27, 31, 51]. Особый интерес с точки зрения изучения морфологии и механизма образования гранитов представляют геофизические исследования в районе современных и древних вулканов [13, 14 и др.] Ре-

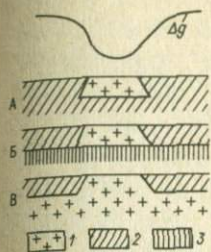


Рис. 1. Возможные варианты соотношений гравитационно-активной части гранитных массивов с другими комплексами пород в земной коре.

1 - граниты; 2 - отложения верхнего структурного яруса; 3 - отложения нижнего структурного яруса.

зультаты этих исследований еще в значительной степени противоречивы, но и они подтверждают тот вывод, что магматические тела имеют уплощенную форму.

Проблема интерпретации геофизических данных в связи с изучением морфологии гранитов

Изучение морфологии гранитных массивов Казахстана и Алтае-Саянской складчатой области велось по грави- и магнитометрическим материалам на основе геологических и петрофизических данных. При наличии сейсмических данных использованы и эти последние. Совместный анализ геофизических и геологических материалов выявил следующие методические вопросы, от решения которых в значительной мере зависят полученные результаты: 1) характер распределения физических свойств в пределах исследуемого объекта; 2) разделение наблюдаемого аномального поля на составляющие, отвечающие различным геологическим структурам, иначе говоря, выделение аномалии, отвечающей гранитам; 3) определение боковых контактов гранитов с вмещающими породами; 4) выяснение характера подошвы гранитных массивов; 5) расчет на основании выделенных локальных аномалий формы гранитных массивов.

Рассмотрим пути и способы решения поставленных задач отдельно в гравиразведке и магниторазведке.

Плотность гранитоидов колеблется в зависимости от их состава, но сохраняет постоянное значение для одной и той же петрографической разности, взятой из различных точек массива и да-

же из разных массивов. Например, плотность лейкократовых и аляскитовых гранитов Казахстана, Алтая, Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна изменяется в очень узких пределах. Эти породы, судя по имеющимся геологическим и геофизическим данным, составляют основную массу большинства изученных массивов. Увеличение плотности горных пород происходит лишь до глубин порядка 3-5 км при сохранении постоянной дифференциации пород по плотности [5, 69]. Ф. Пресс и С. Бейхлер [71] на основании экспериментов Бэрча и Хьюза в условиях высоких температур и давлений приходят к выводу, что плотность горных пород до глубин порядка 20 км сохраняет постоянное значение.

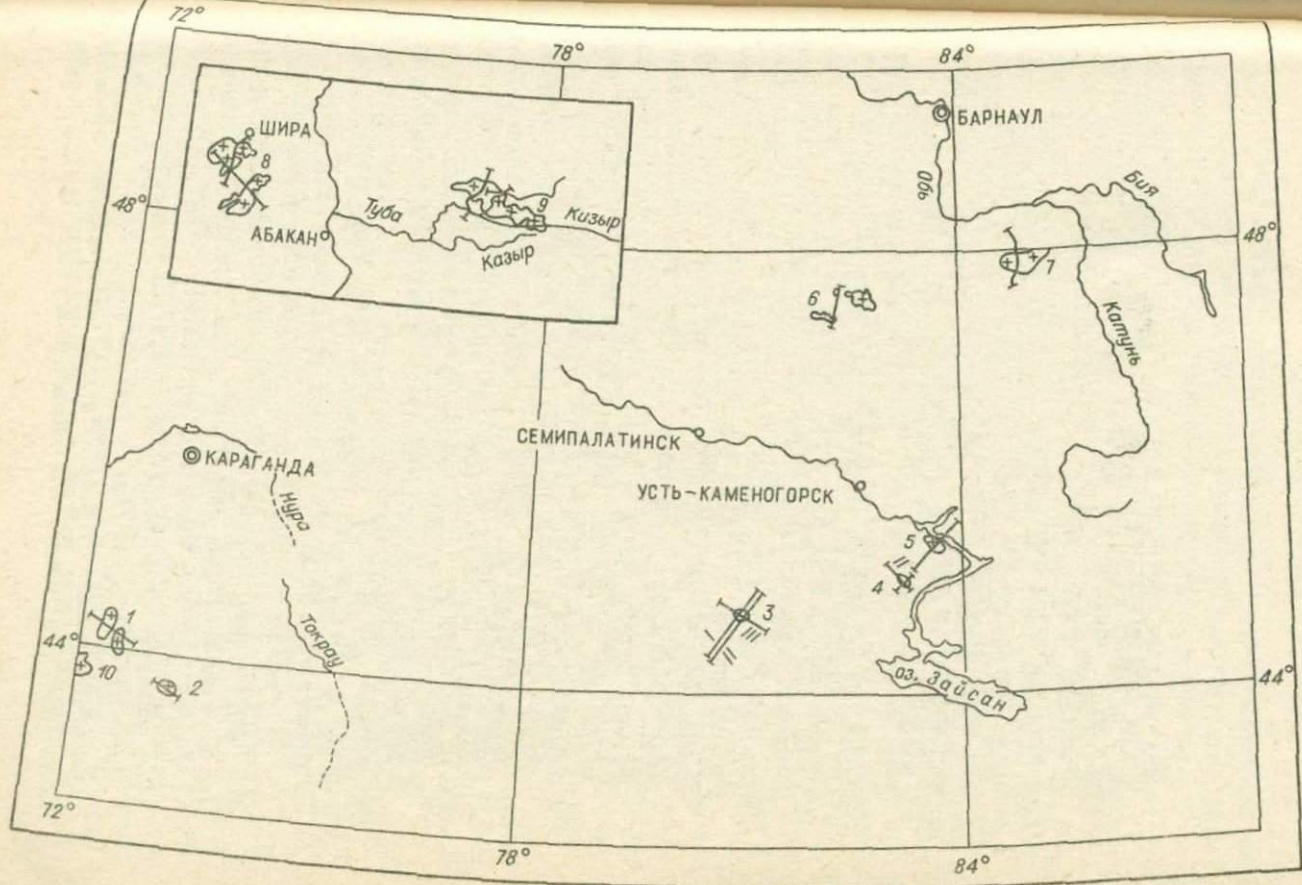
Исходя из приведенных данных, разница плотностей между гранитами и вмещающими породами при интерпретации аномалий силы тяжести определялась на основании измеренных значений плотности образцов горных пород, отобранных по маршрутам.

Наиболее ответственной операцией при интерпретации гравиметрических данных является разделение аномального поля силы тяжести на составляющие, вызванные различными геологическими структурами. Эта операция имеет решающее значение и при определении формы гранитов, и особенно для оценки их вертикальной мощности. Гранитам могут соответствовать разнообразные аномалии Δg различной интенсивности и даже знака. Отрицательные аномалии Δg приурочены к выходам на поверхность гранитов и, естественно, связаны с морфологией последних. Локальные положительные и отрицательные аномалии более высоких порядков и резкие изменения интенсивности гравитационного поля над гранитами можно связывать с тремя различными причинами: неоднородностями петрографического состава гранитов, рельефом подошвы гранитов и неоднородностями подстилающих пород. Наиболее вероятный вариант выбирается на основании геологических данных. Учитывая закономерности взаимосвязей гранитов и наблюдаемых над ними аномальных гравитационных полей, при разделении поля на составляющие мы прежде всего выделяли локальные аномалии, связанные с видимыми на поверхности останцами кровли в гранитах, зонами развития гибридных пород и т. п. Затем по значениям Δg над выходами гранитов проводился так называемый "региональный фон". Для его определения над гранитами использовались гравитационные ступени, обусловленные неровностью подошвы гра-

нитов. По этим ступеням с помощью номограммы [43] вычислялись параметры вертикального уступа, который в первом приближении определяет мощность возмущающего тела. По формуле плоского слоя рассчитывался гравитационный эффект тела найденной мощности. Его сумма с наблюдаемым значением Δg принималась за значение "нормального поля" для данной гравитационной ступени. Поведение регионального фона в пределах исследуемого участка изучалось на материалах мелкомасштабных съемок.

Залегание поверхности контакта гранитов с вмещающими породами при выходе его на поверхность определялось по специальной номограмме [3]. В случае перекрытия контакта четвертичными отложениями положение его рассчитывалось по максимальной величине горизонтального градиента силы тяжести. Глубины залегания подошвы гранитных массивов приблизительно находились по номограммам [43]. В отдельных случаях для оценки глубины залегания подошвы гранитов использовалась формула А.Я. Яроша [60]. Кроме того, указанный способ, а также упоминавшаяся ранее номограмма [3] дают возможность определить аномальную плотность пород, слагающих уступ, и таким образом проверить выбранные значения плотности гранитов и подстилающих пород. Окончательная количественная интерпретация гравиметрических данных проводилась в большинстве случаев с помощью палетки Г.А. Гамбурцева, т. е. для двухмерной модели. Расчеты элементов залегания контакта и глубин подошвы гранитов принимались при этом в качестве опорных. По почти изометричным аномалиям аппроксимирующие тела рассчитывались по формуле для вертикального кругового цилиндра [70].

Магнитометрические данные использовались в основном для качественной интерпретации как дополнение к гравиметрическим наблюдениям. В частности, с их помощью решались такие вопросы, как объединение нескольких гранитных тел на глубине, а также поведение контакта гранитов с вмещающими породами. Количественная интерпретация проводилась в редких случаях (например, использовалась эмпирическая формула Л.В. Булиной [8] для оценки глубины залегания нижних кромок магнитовозмущающих масс).



Расчетные формы некоторых гранитных массивов Казахстана и Алтае-Саянской складчатой области

В настоящей главе приведены результаты интерпретации геофизических данных по некоторым гранитным массивам Казахстана и Алтае-Саянской области. Часть массивов (Кандыгатайский, Преображенский, Каиндинский, Белокурихинский, Улень-Туимский и Шиндинский) изучалась непосредственно авторами в период полевых работ 1962-1963 гг. Морфология остальных массивов определена на основании литературных материалов.

Массивы Ортау и Космурун

Гранитные массивы Ортау и Космурун располагаются в пределах Жана-Аркинского района Карагандинской области Казахской ССР (рис. 2). Участок сложен магматическими, осадочными и метаморфическими образованиями докембрия, нижнего и среднего палеозоя [3, II, 49 и др.]

Средняя плотность пород протерозойского комплекса $2,70 \text{ г/см}^3$; породы нижнего палеозоя (каледонский структурный ярус) имеют наиболее вероятное значение плотности $2,72 \text{ г/см}^3$ при колебаниях $2,67-2,74 \text{ г/см}^3$ и, наконец, для пород раннегерцинского структурного яруса характерно значение σ , равное $2,67 \text{ г/см}^3$. По магнитным свойствам вулканогенно-осадочные породы слабо дифференцированы. Осадочные породы различного возраста практически немагнитны, за исключением их контакта с гранитами, где магнитная восприимчивость резко возрастает (до $2000 \cdot 10^{-6} \text{ CGSM}$) за счет привноса железа из гранитной магмы. Магнитная восприимчивость эффузивных пород колеблется в очень широких пределах: $0-7000 \cdot 10^{-6} \text{ CGSM}$.

Рис. 2. Схема расположения изученных гранитных массивов.

I, II, III - расчетные профили. Цифрами на схеме обозначены массивы: 1 - Ортау и Космурун, 2 - Шалтас, 3 - Кандыгатайский, 4 - Преображенский, 5 - Каиндинский, 6 - Змеиногорский, 7 - Белокурихинский, 8 - Улень-Туимский, 9 - Шиндинский, 10 - Кызылтау.

Самыми древними магматическими породами в пределах исследуемого района являются докембрийские гнейсо-граниты ($\sigma = 2,64$ г/см³), выходы которых на поверхность отмечаются юго-восточнее гор Космурун. Они, согласно данным Ф.С. Моисеенко, имеют интрузивный контакт с нижнепротерозойскими образованиями и не наблюдаются среди более молодых отложений.

Между гранитными массивами Ортау и Космурун вскрыт массив, сложенный в основном породами среднего состава - диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, тоналитами. По периферии его распространены более основные породы габбро и пироксениты. Среднегерцинский возраст этих пород устанавливается на основании переплавления ими каменноугольных образований. Плотность пород среднего состава (преимущественно диоритов и кварцевых диоритов) равна 2,72 г/см³. Породы типа габбро и пироксенитов имеют еще более высокую плотность [51].

В массивах Ортау и Космурун выделяются лейкократовые и аляскистовые граниты, возраст которых определяется как пермский [22, 25, 58]. Они характеризуются наиболее низкой плотностью - 2,58 г/см³.

Магнитная восприимчивость гранитов в целом незначительна и изменяется от $50 \cdot 10^{-6}$ до $1000 \cdot 10^{-6}$ CGSM.

Район гор Ортау и Космурун расположен в зоне сопряжения крупных разновозрастных структур: Атасу-Моинтиянского антиклинория и Жаман-Сарысуйской зоны, Успенского и Аксоран-Акжалского синклиналиев. Гранитные массивы располагаются в центре широкой герцинской мульды, сложенной отложениями нижнего девона - нижнего карбона.

Геологические данные о морфологии гранитных массивов Ортау и Космурун кратко могут быть сформулированы следующим образом:

1. Совершенно четко устанавливается несогласное залегание гранитов по отношению к каледонским и герцинским структурам. В глубину массивы расширяются, что подтверждается падением плоскостей их контактов в сторону вмещающих пород под углами 20-70°, а также довольно широким (1-2 км) контактовым ореолом.

Контакты гранитов с вмещающими породами резкие.

2. В понижении между массивами Ортау и Космурун наблюдаются отдельные выходы гранитов, сходных по химическому и мине-

ралогическому составу с первыми. Это обстоятельство позволило Д.П. Лебедеву предположить соединение этих массивов на глубине в единый гранитный плутон.

3. Становление гранитов Ортау и Космурун проходило в гипабиссальных условиях. Об этом свидетельствуют прежде всего подсчеты мощности пород кровли. По данным П.Н. Кропоткина и Г.Н. Щербя, она не превышала 1,5-3,0 км. На это указывают также порфиоровидные структуры, развитие процессов автометасоматоза и скарпирование вмещающих пород [45].

4. Массивы Ортау и Космурун имеют небольшую глубину эрозионного среза (250-400 м) [58].

5. Возможно, граниты Ортау и Космурун различны по возрасту: например, Т.В. Перекалина [44] Космурун относит к среднегерцинской интрузии, а Ортау - к позднегерцинской.

Мнения различных авторов о форме описываемых гранитных массивов очень несходны [2, 58 и др.] .

В районе гор Ортау и Космурун отмечается полоса пониженных значений силы тяжести, вытянутая в субмеридиональном направлении. Непосредственно к гранитным массивам Ортау и Космурун приурочен сложный по своему строению минимум силы тяжести. При этом массиву Ортау отвечает локальная овальная в плане отрицательная аномалия силы тяжести средней амплитуды, простирающаяся в направлении СВ 30° (ориентировка гранитного массива ССВ 16°). Массив Космурун также отмечается локальной аномалией, но значительно меньшей амплитуды. В пределах сложного минимума силы тяжести, охватывающего граниты Ортау и Космурун, выделяется также изометричная положительная локальная аномалия, равная по амплитуде отрицательной аномалии над Ортау. Эта аномалия хорошо увязывается с выходом на поверхность изверженных пород среднего состава (преимущественно диоритов и кварцевых диоритов).

Аномальное магнитное поле характеризуется преобладанием пониженных значений ΔT , на фоне которых четко выделяется положительная аномалия сложного строения, максимальные значения которой протягиваются цепочкой вдоль южной и восточной границ массива Ортау. Гранитный массив Космурун не находит никакого видимого отражения в магнитном поле.

Совместный анализ геологических и гравиметрических данных приводит к заключению, что локальный минимум силы тяжести обусловлен скоплением гранитных масс пониженной плотности в пределах исследуемого участка.

Расчеты показывают (рис. 3), что массивы Ортау и Космурун являются выходами на поверхность единого гранитного тела сложного строения.



Рис. 3. Геологический (А) и расчетные (Б, В) разрезы по расчетному профилю (участок Ортау-Космурун).

1 - кайнозойские отложения, 2 - среднепалеозойские осадочно-вулканогенные отложения, 3 - нижнепалеозойские эффузивно-осадочные отложения, 4 - граниты, 5 - диориты.

и нижнепалеозойские вулканогенно-осадочные образования, и магматические породы среднего состава (диориты, кварцевые диориты, отчасти гранодиориты), характеризующиеся одинаковой плотностью - $2,72 \text{ г/см}^3$. Показанные на рис. 3 два варианта (Б - граниты подстилаются изверженными породами, В - граниты залегают на нижнепалеозойских вулканогенно-осадочных породах) с позиций гравиметрии равновесия. Так называемые магмаподводящие каналы выявить по

увеличение горизонтального сечения массивов. Угол наклона контакта в приповерхностной части $2-10^\circ$, а начиная с глубин $0,5-1 \text{ км}$ увеличивается до $40-50^\circ$. Граниты подстилаются породами повышенной плотности. Это могут быть и нижнепалеозойские вулканогенно-осадочные образования, и магматические породы среднего состава (диориты, кварцевые диориты, отчасти гранодиориты), характеризующиеся одинаковой плотностью - $2,72 \text{ г/см}^3$.

имеющимся гравиметрическим и магнитным данным не представляется возможным.

Таким образом, гранитные массивы Ортау и Космурун являются куполовидными выступами единого гранитного тела уплощенной формы. На основании приведенного (см. рис. 3), а также других расчетных профилей, установлено, что это тело в широтном направлении простирается на 35—40 км, в меридиональном — уходит за пределы исследуемого участка. Граниты Кызылтау на юге и граниты месторождения Коктенколь на севере представляют собой также куполовидные выступы этого гранитного тела. Максимальная вертикальная мощность гранитов равна 10 км в Ортау и 5 км в массиве Космурун. Изменения вертикальной мощности определяются в основном колебаниями глубины залегания подошвы гранитов.

Массив Шалтас

Шалтасский массив гранитов находится в юго-восточной части Центрального Казахстана в 8 км к юго-востоку от ст. Бассага. Он залегает среди разнообразных пород от кембрия до нижнего карбона включительно, интродуцированных позднекаледонскими габбро-диабазами, ранне-, средне- и позднегерцинскими гранодиоритами.

Массив Шалтас располагается в зоне сопряжения Атасу-Моинтинского антиклинория, выступающего в южной половине участка, и Аксоран-Акжалского синклинория [9]. В плане он имеет овалы очертания с чуть заметной вытянутостью в субширотном направлении. Плотностная характеристика пород участка Шалтас не отличается от таковой для участка Ортау — Космурун.

Массив слагают три группы пород, различающиеся по времени образования [9, 41]. Более 85% площади массива занимают выходы средне- и крупнозернистых биотитовых лейкократовых гранитов — главной интрузивной фазы. Фаза дополнительных интрузий представлена мелкозернистыми порфиридовидными гранитами, внедрение жильной фазы — аплитами, фельзит-порфирами, кварцевыми порфирами и т. п.

"Контакты с окружающими породами, — отмечает М.И. Бураков [9], — секущие, резко несогласные относительно складчатых форм. Падение северного контакта 60—85° то под интрузив, то от него;

южный и юго-западный контакты полого погружаются под вмещающие породы (20-30, реже 50°); на западе углы наклона от 22° в сторону от интрузива до 60° под граниты. Некоторые исследователи [9, 41] пришли к выводу, что гранитный массив Шалтас имеет штокообразную форму со сложной "купольно-сводовой" частью, что подтверждается данными прототектоники, трещинной тектоники и другими геологическими наблюдениями. Отмечается, что "Шалтасская интрузия представляет собой уплощенное тело, мощность которого изменяется от 3 км на юге до 6,5 км на севере, при минимальном диаметре сечения массива в плане 13 км" [35].

Гравитационное поле в пределах участка характеризуется наличием единой сложной отрицательной аномалии с наиболее низкими значениями Δg в северной части массива Шалтас. Аномалия ориентирована в почти широтном направлении, захватывая на востоке область развития среднепалеозойских пород. Она прослеживается на северо-запад и юго-запад от массива Шалтас далеко за его пределы. К юго-востоку и северо-востоку от массива наблюдается повышенное поле силы тяжести. В магнитном поле массив отмечается аномалией.

Расчетный профиль (рис. 4) выбран таким образом, чтобы он проходил по возможности вкрест простирания как регионального фона, так и локального изменения поля силы тяжести в северной части массива Шалтас. Своим юго-восточным концом он попадает в область повышенного гравитационного поля над диоритами. Северо-западный конец профиля располагается близ массива Айртау, отсутствие гравиметрических данных над которым не позволило продолжить профиль дальше на северо-запад и точнее определить характер северо-западного контакта массива Шалтас. Материалы расчета показывают, что массив представляет собой плоское тело, вертикальная мощность которого меняется от 2 до 4 км. Контакт гранитов с диоритами на юго-востоке вертикальный. На северо-западе плоскость контакта полого погружается под вмещающие палеозойские породы. Граниты прослеживаются здесь далеко на северо-запад и, по видимому, соединяются с гранитами массива Айртау. По магнитным данным, вертикальная мощность гранитов равна 4,8 км. При этом северный контакт гранитов погружается под углом 70° в сторону вмещающих пород, южный контакт - вертикальный. Характер подстилающих граниты пород остается неясным. Бо-

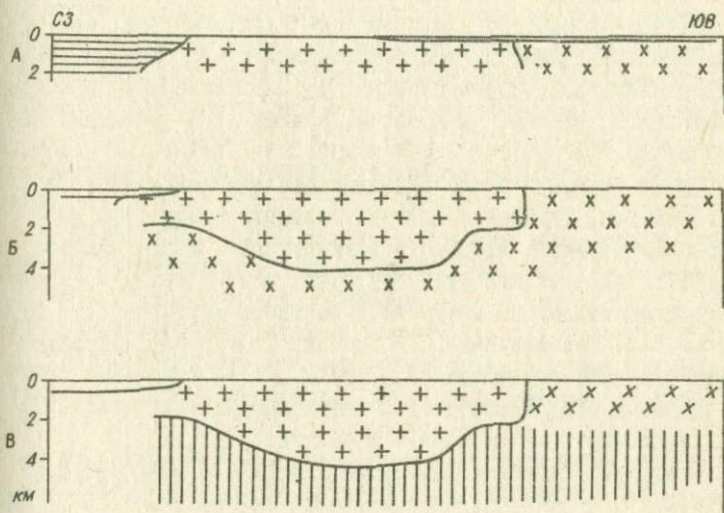


Рис. 4. Геологический (А) и расчетные (Б, В) разрезы по расчетному профилю (участок Шалтас).
Условные обозначения см. на рис. 3.

более вероятным представляется наличие под гранитами изверженных пород среднего состава, выходящих на поверхность к юго-востоку от массива Шалтас, которым соответствует положительная аномалия Δg . Но не исключен и такой вариант, что на какой-то глубине эти диориты сменяются нижнепалеозойскими образованиями.

Кандыгатайский массив

Кандыгатайский гранитный массив располагается в западной части Алтае-Саянской складчатой зоны на стыке двух тектонических зон: Обь-Зайсанской и Еременьтау-Чингизской (см. рис. 2).

Он залегает среди среднепалеозойских вулканогенных, осадочно-вулканогенных (туфопесчаники, туфоконгломераты) и осадочных (песчаники, сланцы, алевролиты, известняки) отложений общей мощностью в 7000-8000 м [28 и др.]. Эти отложения подстилаются вулканогенными и осадочными образованиями нижнего и среднего силура, суммарная мощность которых около 6500 м.

Средневзвешенная плотность вулканогенных пород нижнего и среднего, по определениям Е.П. Пучкова, девона равна $2,71 \text{ г/см}^3$, красноцветных отложений среднего и верхнего девона - $2,70 \text{ г/см}^3$. По данным В.И. Гольдшмидта [13], породы протерозоя и нижнего палеозоя обладают плотностью $2,67 \text{ г/см}^3$, хотя отдельные разновидности в пределах этих комплексов имеют повышенную плотность (например, амфиболиты протерозоя - $2,86 \text{ г/см}^3$).

Известняки, песчаники и сланцы различного возраста практически немагнитны. Эффузивы различного возраста и состава отмечаются повышенной намагниченностью.

В пределах Кандыгатайского участка наиболее развиты верхнепалеозойские гранитоиды, которые распадаются на три разновозрастных многофазных интрузивных комплекса. Сам Кандыгатайский массив представляет собой сложное тело, в строении которого преобладают среднезернистые лейкократовые биотитовые граниты калбинского комплекса. В западной части массива развиты средне- и мелкозернистые граниты раннего верхнепалеозойского (змеиногорского) комплекса. Породы третьего щелочного комплекса (граниты, граносиениты и сиениты) локализируются в северо-западной, юго-западной и южной частях массива. Отмечается четкий рвущий контакт лейкократовых гранитов с другими интрузивными образованиями, а также их исключительно однообразный состав. Следует заметить, что эта черта присуща калбинскому комплексу в целом.

Плотность магматических пород такова (г/см^3): габбро - 2,90; габбро-диориты - 2,83; диориты - 2,75; гранодиориты -

2,67; граниты — 2,58. Магнитная восприимчивость этих пород незначительна, а граниты практически немагнитны.

Кандыгатайский гранитный массив приурочен к синклинальной структуре северо-западного простирания. Для него, а также для большинства других массивов участка отмечается приуроченность к тектоническим нарушениям. Морфология его по геологическим данным представляется весьма неопределенной. Для гранитов этого участка приводятся самые разнообразные характеристики: "штокообразные", "лакколитообразные", "пластообразные", "межформационные пластовые залежи" и т. п. [7, 28 и др.]. Высказываются предположения, что на глубине гранитные массивы соединяются в единое тело.

В пределах Кандыгатайского участка на фоне общего плавного понижения гравитационного поля с северо-востока на юго-запад выделяется зона пониженных значений Δg . Массив располагается на северо-восточном склоне ее.

Градиент аномального поля в пределах массива увеличивается в 2 раза в его юго-западной части по сравнению с северо-восточной.

В магнитном поле участка различаются три зоны с общей северо-западной ориентировкой аномалий: юго-западная и северо-восточная с повышенными значениями ΔT_a и средняя со спокойным магнитным полем. Кандыгатайский гранитный массив располагается во второй зоне. В юго-западной и северо-восточной приконтактовых зонах массива отмечаются локальные положительные аномалии

Δg .

Первая попытка определения формы Кандыгатайского массива по геофизическим данным была сделана В.В. Сериковым, Г.М. Шук и М.Б. Хен в 1961 г. Они рассчитали, что вертикальная мощность массива не должна быть менее 6 км.

Нами для выяснения возможного глубинного строения земной коры в районе массива по крылу гравитационного минимума были рассчитаны параметры уступа в предположении, что он соответствует контакту гранитов и нижнепалеозойских пород, пронизанных интрузиями гранитоидов (избыточная плотность при расчетах принята равной $0,09 \text{ г/см}^3$). Верхняя часть уступа по расчетам выходит практически на поверхность, а нижняя находится на глубине II—12 км.

Расчеты максимальных глубин залегания аномальных масс, вызывающих локальные аномалии Δg в пределах обширной зоны пониженного гравитационного поля по номограммам для двух- и трехмерных моделей [73], показывают, что в предельном случае глубина залегания верхних кромок возмущающих масс не превышает 1,5 км, а нижних — 5 км. Если же принять, что эти массы лежат вблизи поверхности, то глубина залегания их нижней кромок не должна превышать 2,5 км.

Учитывая приведенные результаты расчетов и данные о плотностной характеристике горных пород участка, а также принимая во внимание геологические данные о возможности соединения гранитов на глубине в единое тело, можно считать, что зона пониженных значений Δg над Кандыгатайским участком обусловлена значительным скоплением гранитных масс, имеющих пониженную плотность по сравнению со всеми остальными породами.

Изменение регионального фона в пределах профилей было принято линейным, так как никаких данных о более сложном характере фона в нашем распоряжении не было.

Повышение поля в северо-восточном направлении отчасти может быть связано с появлением здесь более плотных пород, имеющих мощность до 7 км и залегающих на каледонском складчатом основании, по отношению к которому они обладают избыточной плотностью $0,03 \text{ г/см}^2$. Исходя из этого была определена поправка за их влияние в значение регионального фона.

Как видно из рис. 5, Кандыгатайский массив представляется частью пластообразного тела, максимальная вертикальная мощность которого равна 16 км, а горизонтальные размеры превышают 56 км. Вертикальная мощность гранитов практически постоянна. Но у юго-западной оконечности массива отмечается резкое сокращение мощности гранитов до 5,5 км. Пространственно такое изменение совпадает с Бугазским глубинным разломом. Контакт гранитов с вмещающими породами вертикальный, проходящий, по-видимому, по тектоническому нарушению.

Расчеты показывают, что Кандыгатайский массив имеет пластообразную форму с горизонтальными размерами до 22 км и вертикальной мощностью от 4 до 5,5 км, максимальной над центром массива. На основании гравиметрических данных можно предположить, что граниты Кандыгатайского массива на глубине 1,0–1,5 км под-

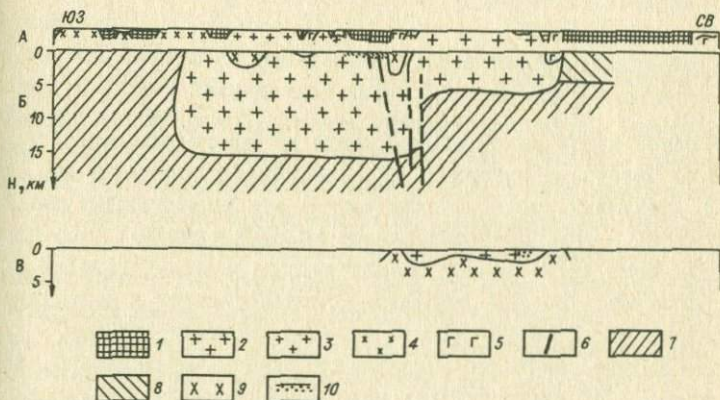


Рис. 5. Геологический разрез по профилю I (Кандыгатайский участок).

I – палеозойские конгломераты, песчанки, алевролиты, сланцы, известняки, эффузивы смешанного состава и их туфы; 2 – аляски-
товые, лейкократовые, биотитовые граниты; 3 – граниты, адамел-
литы; 4 – гранодиориты, плагииграниты, граносиениты; 5 – габ-
бро, габбро-диориты, диориты, сиенито-диориты; 6 – разломы;
7 – вмещающие породы; 8 – вмещающие породы с повышенной плот-
ностью ($\Delta \sigma = +0,03 \text{ г/см}^3$); 9 – породы типа габбро-диоритов,
диоритов и гранодиоритов; 10 – участки профилей, на которых
мощность вулканогенно-осадочных толщ не определена.

плавляют вмещающие нижнекаменноугольные отложения, выходящие к северо-западу от него, и соединяются с гранитами массива Кызыл-Юлдуз. В юго-восточном направлении они должны полностью выклиниваться, и только неполнота гравиметрических данных не позволяет надежно определить здесь поведение контакта.

Действительные горизонтальные размеры тела превосходят видимые на дневной поверхности контуры гранитов.

Преображенский массив

В южной части Калбинского хребта на фоне выровненной поверхности выступают небольшие коренные выходы гранитов ур. Койтас. На различных геологических картах эти разрозненные выходы объединяются в виде Преображенского массива гранитов (см. рис. 2). Среди поля четвертичных и современных рыхлых отложений местами встречаются выходы песчаников, конгломератов и известняков кокпектинской свиты нижнего карбона (мощность 1700 м) и преимущественно песчаники и глинистые сланцы Майтюбинской свиты среднего - верхнего карбона или верхнего карбона - нижней перми с прослоями порфиритов, конгломератов и известняков (мощность свыше 1500 м).

Песчаники, сланцы и алевролиты кокпектинской свиты имеют плотность в среднем $2,70 \text{ г/см}^3$, майтюбинской свиты - $2,65 \text{ г/см}^3$. Повышенной плотностью характеризуются порфириты - $2,74 \text{ г/см}^3$, но из-за ограниченного распространения они не оказали существенного влияния на плотностную характеристику вмещающих пород. Все указанные породы, кроме порфиритов, практически немагнитны.

Преображенский массив сложен среднезернистыми, реже мелко- и крупнозернистыми биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами, близкими по составу к плагиогранитам. С гранитами тесно связан комплекс дайковых пород (граниты, гранит-порфиры, кварцевые порфиры, аплиты и т. п.). Граниты наименее плотны из всех пород, развитых на участке, и практически немагнитны. Северо-восточный контакт массива, по геологическим данным, имеет крутое падение.

Гравиметрические наблюдения, выполненные авторами в 1962 г., подтвердили наличие над Преображенским гранитным мас-

сивом положительной аномалии Δg , но она оказалась более сложной, чем это представлялось ранее, поскольку осложнена местными узлокальными понижениями поля и асимметрична. Градиент силы тяжести на юго-восточном крыле меньший, чем на северо-западном. В аномальном магнитном поле участка выделяются отдельные локальные отрицательные аномалии (до -300γ) и положительные (до $+700 \gamma$). Ориентировка аномалий в основном северо-западная.

Отличительной особенностью Преображенского гранитного массива является наличие над ним положительной аномалии силы тяжести. Граниты создать такую аномалию не могут. Аномальный эффект кайнозойских рыхлых отложений также ничтожно мал. Видимо, причиной аномалии являются какие-то другие аномальные массы.

Действительно, среди гранитов Преображенского массива в 1963 г. Ф.С. Моисеенко были встречены выходы диоритов, плотность которых равна $2,75 \text{ г/см}^3$ (это значение хорошо согласуется с плотностью диоритов на Кандыгатайском участке $- 2,75 \text{ г/см}^3$). Можно предположить, что где-то на глубине граниты сменяются диоритами, которые и создают положительную аномалию Δg . По расчетам [73] глубина залегания верхней кромки аномального тела, имеющего избыточную плотность $0,17 \text{ г/см}^3$, не должна превышать 1 км. При этом в предельном случае остальные параметры тела должны быть такими: глубина залегания нижней кромки $- 6 \text{ км}$, горизонтальная мощность $- 6 \text{ км}$. Естественно, что может быть множество других аномальных тел, верхняя кромка которых лежит в интервале $0-1 \text{ км}$. Основанием для принятия избыточной плотности диоритов ($\Delta \sigma = 0,17 \text{ г/см}^3$) по отношению к гранитам, а не к породам майтубинской свиты, являлись геологические данные, согласно которым коренные выходы гранитов распространены как в эпицентре аномалии, так и на ее крыльях.

Расчеты свидетельствуют о сложной форме диоритового массива (рис. 6). Вблизи поверхности диориты образуют куполовидный выступ овальной формы, длина которого 12 км, ширина 6 км. Контакты диоритов с вмещающими гранитами крутые, направленные в сторону последних. На глубине 1-2 км происходит значительное расширение тела диоритов в длину до 22-23 км и в ширину до 17-18 км. Вертикальная мощность его не превышает 3 км. Массив

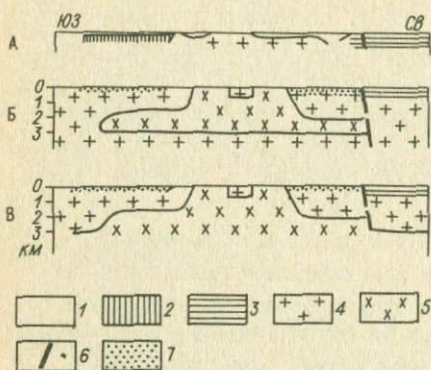


Рис. 6. Геологический (А) и расчетные (Б, В) разрезы по профилю I (Преображенский участок)

I - кайнозойские отложения нерасчлененные; 2 - песчаники, алевролиты, сланцы (C_{2-3}); 3 - песчаники, конгломераты, известняки, сланцы ($C_1 v^3 - n$); 4 - аляски-товые, лейкократовые граниты; 5 - диориты; 6 - разломы; 7 - участки профиля, на которых мощность вулканогенно-осадочных толщ не определена.

Отложения такырской и даланкаринской свит имеют одинаковую плотность. Несколько выше плотность пород аркаульской свиты. По данным других исследователей, вся толща вмещающих пород имеет одинаковую плотность $- 2,65 \text{ г/см}^3$. Породы являются практически немагнитными.

Интрузивные породы, развитые в пределах Каиндинского участка, относятся к калбинскому комплексу сиюдяных гранитов [15].

диоритов может рассматриваться и как изолированное тело среди гранитных масс, и как выступ более крупного диоритового тела.

Локальные аномалии силы тяжести, осложняющие форму наблюдаемой кривой, обусловлены влиянием как рыхлых кайнозойских отложений, так и - в отдельных случаях - местными скоплениями гранитов небольшой мощности (в пределах I км).

Каиндинский массив

В центральной части Калбинского хребта на поверхность выходят граниты, слагающие обособленный Каиндинский массив (см. рис. 2). Вмещающие породы представлены песчано-сланцевыми отложениями такырской ($D_3 fm + C_1 t_1$), даланкаринской ($C_1 t_2 - v_1$) и аркаульской ($C_1 v_2$) свит, суммарная мощность которых достигает 6200-6700 м [40].

Наиболее распространены лейкократовые биотитовые граниты, часто порфировидные, слагающие основную массу Каиндинского и Калба-Нарымского массивов, а также небольшое тело юго-западнее пос. Кулуджинский. Сиениты, гранодиориты и кварцевые диориты встречаются весьма редко и на небольших участках. Граниты отличаются пониженными значениями плотности и практически незначитны.

Каиндинский гранитный массив располагается в ядре антиклинальной структуры, прорывая наиболее древние отложения такырской свиты. Различные исследователи [1 и др.] отмечают сложные секущие контакты его с вмещающими породами. Указывалось на более пологие юго-западные контакты по сравнению с северо-восточными. О морфологии массива существуют также различные мнения [1, 24, 40 и др.] .

По данным гравиметрической съемки, на фоне понижения гравитационного поля с юго-запада на северо-восток проявляются локальные аномалии различной интенсивности, в том числе широкая локальная аномалия, отвечающая Каиндинскому гранитному массиву. Аномалия значительно шире видимых на поверхности выходов гранитов. Она вытянута в северо-западном направлении и сливается с другой локальной отрицательной аномалией на северо-западе участка, также связанной с гранитами. Магнитное поле в пределах Калбы очень однородно и постоянно.

При сопоставлении геологических и гравиметрических данных прежде всего обращает на себя внимание широкая отрицательная аномалия Δg , охватывающая выходы гранитов Калба-Нарымского и Каиндинского массивов, что позволяет предполагать объединение указанных массивов на глубине. Локальная положительная аномалия приурочена к останцу кровли вмещающих пород такырской свиты. По расчетам вертикальная мощность останца около 3,5 км (рис. 7). Падение плоскости его северо-восточного контакта крутое (до 70°) в сторону самого останца. В юго-западной части Калба-Нарымского плутона плоскость контакта имеет пологое падение под породы останца, и лишь на расстоянии 5 км от ее выхода на поверхность угол падения также становится крутым (60°). Полученные значения углов падения хорошо согласуются с геологическими данными. По номограмме [3] определен угол падения юго-западного контакта Каиндинского массива - 65° . Глубина залегания нижней кромки уступа 5 км. Величина избыточной плот-

ности ($0,09 \text{ г/см}^3$) аномальных масс, слагающих уступ, хорошо согласуется с принятыми значениями плотности гранитов - $2,58 \text{ г/см}^3$ и вмещающих пород такырской свиты - $2,67 \text{ г/см}^3$.

Для выяснения природы положительной аномалии над гранитами в северо-восточном конце профиля были выполнены расчеты предельного распределения аномальных масс для трехмерной модели

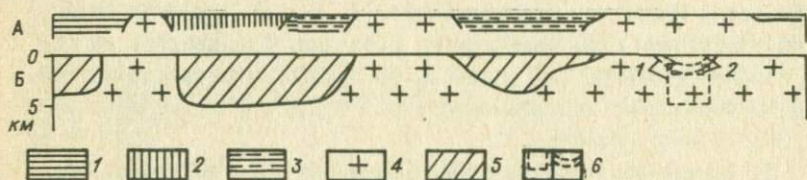


Рис. 7. Геологический (А) и расчетный (Б) разрезы (Кайндинский участок).

1 - песчаники, сланцы, алевролиты ($C_1 U_2$); 2 - песчаники, сланцы, алевролиты ($C_1 t_2 - U_1$); 3 - песчаники, конгломераты, туфы; 4 - аляскитовые, лейкократовые граниты; 5 - породы с плотностью $2,65 \text{ г/см}^3$; 6 - контуры тел, рассчитанные при различных вариантах.

[73]. Предполагались четыре варианта: 1) в данном месте залегают аномальные массы с избыточной плотностью $0,09 \text{ г/см}^3$ (гранодиориты; на рис. 7 разрез Б, вариант обозначен цифрой 1). Тогда параметры вертикального цилиндра будут такие: $h = 0,4 \text{ км}$, $H = 4,5 \text{ км}$; $R = 2,2 \text{ км}$; 2) в том случае, если эти аномальные массы выходят на поверхность, их вертикальная мощность не превышает $1,5 \text{ км}$; 3) при избыточной плотности $+0,17 \text{ г/см}^3$ (диориты; на рис. 7 вариант обозначен цифрой 2) параметры цилиндра таковы: $h = 0,5 \text{ км}$, $H = 1,4 \text{ км}$, $R = 1,7 \text{ км}$; 4) если аномальные массы выходят на поверхность, их вертикальная мощность $0,6 \text{ км}$. Все ва-

рианты равновероятны, но вариант с избыточной плотностью $0,17 \text{ г/см}^3$ является предпочтительным с геологической точки зрения.

Таким образом, широкая отрицательная аномалия в северо-восточной половине Каиндинского участка отвечает скоплению гранитных масс, среди которых залегают останцы вмещающих вулканогенно-осадочных пород и интрузивных образований повышенной плотности.

Особый интерес представляет интерпретация локальной аномалии Δg в юго-западной части профиля. Ее связь с гранитами очевидна. Изометричность аномалии указывает на близость аномальных масс по форме к вертикальному круговому цилиндру. Наилучшее приближение с наблюдаемой кривой дает цилиндр со следующими параметрами: $h = 0$, $H = 4 \text{ км}$, $R = 4 \text{ км}$. Диаметр расчетного цилиндрического тела оказался больше видимых на поверхности выходов гранитов, что говорит о малой мощности вмещающих пород в аликальной части интрузива и близости гранитов к земной поверхности.

Таким образом, Каиндинский массив является, по-видимому, куполовидным выступом Калба-Нарымского батолита, причем его вертикальная мощность не менее 7 км .

Некоторые характеристики интрузивов Змеиногорского участка

Змеиногорский участок располагается в северо-западной части Рудного Алтая (см. рис. 2). В его пределах развиты метаморфические сланцы ордовика, девонские вулканогенные отложения, а также верхнепалеозойские гранитоиды. На большей части участка широко распространены кайнозойские рыхлые отложения. Горные породы четко дифференцированы по физическим свойствам. Наиболее плотными являются сланцы ордовика ($\sigma = 2,80 \text{ г/см}^3$). Эффузивы кислого состава, преобладающие среди пород палеозоя, имеют плотность $2,60 \text{ г/см}^3$, вулканогенные породы среднего и основного состава — $2,66 \text{ г/см}^3$. Плотность девонских отложений равна $2,62 \text{ г/см}^3$, гранодиоритов и плагиогранитов змеиногорского комп-

лекса - $2,67 \text{ г/см}^3$, калбинских гранитов - $2,58 \text{ г/см}^3$. Наиболее магнитными являются диабазовые порфиристы ($\chi_{\text{ср}} = 1000 \cdot 10^{-6} \text{ CGSM}$), гранодиориты ($\chi_{\text{ср}} = 2000 \cdot 10^{-6} \text{ CGSM}$) и плагиограниты змеиногорского комплекса ($\chi_{\text{ср}} = 500 \cdot 10^{-6} \text{ CGSM}$). Остальные породы практически немагнитны.

Сопоставление гравитационного и магнитного полей с геологической картой показывает, что повышенные значения здесь тяготеют, как правило, к областям развития нижнепалеозойских отложений, наиболее плотных из известных пород участка. Гранитоидам змеиногорского и калбинского комплексов соответствуют как положительные, так и отрицательные аномалии. Наиболее крупный гранитный массив (Саввушинский) не находит заметного отражения в гравитационном поле, что, по всей вероятности, обусловлено его положением вблизи Северо-Восточной зоны смятия. Положительная аномалия над калбинскими гранитами обусловлена, видимо, влиянием каких-то глубинных аномальных масс, для которых были подсчитаны предельные распределения в двух вариантах: а) с избыточной плотностью между гранитами и вмещающими породами $0,09 \text{ г/см}^3$; б) с избыточной плотностью $0,22 \text{ г/см}^3$. Плотность "базальтового" слоя земной коры в обоих случаях принималась равной $2,90 \text{ г/см}^3$.

В первом случае вмещающие породы должны залегать в эпицентре аномалии на глубине $0,3 \text{ км}$, а на ее крыльях на глубине $7,5 \text{ км}$; во втором случае - на глубине 1 км , а на крыльях 5 км . Соответственно "базальтовый" слой в первом случае залегает на глубинах 9 и 14 км , во втором - на глубинах 8 и 15 км .

На основании вышесказанного можно сделать выводы, что 1) в западной части Змеиногорского участка на глубине $8-9 \text{ км}$ от земной поверхности располагается "базальтовый" слой земной коры и 2) на сравнительно небольшой глубине ($0,3-3 \text{ км}$) граниты калбинского комплекса подстилаются породами повышенной плотности.

Расчеты для выяснения природы подстилающих граниты пород показали, что таковыми могут быть породы, отличающиеся по плотности от гранитов на $0,1 \text{ г/см}^3$. Близкими значениями плотности на участке обладают гранодиориты змеиногорского комплекса и вулканогенные образования девона. Суммируя проведенные расчеты, авторы пришли к выводу, что мощность гранитов калбинского комплекса изменяется от 2 до $6,5 \text{ км}$. При этом изменение мощно-

сти происходит в основном за счет различной глубины залегания подошвы гранитов.

Сейсмические наблюдения [32] не фиксируют четкой отражающей поверхности под гранитами. Это может означать наличие под гранитами зоны постепенного перехода от одних пород к другим, что делает предпочтительным вариант, в котором граниты залегают на магматических породах повышенной основности. В свете сейсмических данных расчеты, выполненные по гравиметрии, фиксируют некоторый средний уровень переходной зоны.

Белокурихинский массив

Белокурихинский гранитный массив располагается на северной окраине Горного Алтая (см. рис. 2). Северная часть массива закрыта чехлом кайнозойских отложений Бийско-Барнаульской впадины, среди которых изредка выступают коренные выходы гранитов. Вмещающие нижнепалеозойские отложения (кембрий-силур) представлены в основном известняками, песчаниками, сланцами, алевролитами и конгломератами в равном соотношении. Их общая мощность превышает 10000 м. В южной половине Белокурихинского участка развиты отложения нижнего и среднего девона (эффузивы смешанного состава, песчаники), общая мощность которых меняется от 800 до 2500 м. Плотность пород почти постоянна. Практически все они (кроме кислых эффузивов) немагнитны.

Из магматических пород более древними являются гранодиориты, обрамляющие Белокурихинский массив с запада, юга и востока и залегающие в метаморфических сланцах и мраморах нижнего палеозоя. В восточной части вдоль берега р. Поперечной выходят гранитоиды среднедевонского [40] тельбесского комплекса (граносиениты, граниты, гранодиориты и адамеллиты). Непосредственно Белокурихинский массив сложен среднезернистыми порфиоровидными биотитовыми гранитами. Различные исследователи отмечают выдержанность состава гранитов. Наибольшей плотностью обладают гранодиориты, несколько меньшей — граносиениты и наименьшей — граниты и сиениты. Все магматические породы характеризуются повышенной магнитностью (от -200 до $1000 \cdot 10^{-6}$ CGSM).

Белокурихинский участок располагается в северной части Ануйско-Чуйского синклиория, тяготея к его восточному крылу. Складчатые структуры, разломы и зоны катаклаза ориентированы в северо-восточном направлении. Сам массив приурочен к крупной антиклинальной структуре того же названия. Контакты гранитов с вмещающими породами резкие, секущие. Большинство исследователей Белокурихинский массив рассматривают как межформационное тело, внедрившееся по границе нижнего палеозоя и девона [57 и др.]. Предполагают, что самая глубокая часть его находится в северо-восточной части интрузии. Г.А. Чернов считает, что "почвой" гранитов являются гнейсы и кристаллические сланцы нижнего палеозоя.

Белокурихинский массив располагается в геофизически слабо изученной части Горного Алтая. В гравитационном поле массив отмечается четкой отрицательной аномалией, которая располагается на склоне регионального понижения силы тяжести (рис. 8).

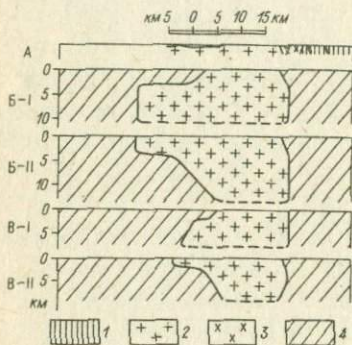


Рис. 8. Геологический разрез (А) и варианты расчетного разреза (Б, В) по профилю через Белокурихинский массив.

1 - песчаники, алевролиты, сланцы, известняки нижнего палеозоя; 2 - лейкократовые граниты; 3 - досилурийские граниты, плагиограниты и гранодиориты; 4 - вмещающие породы.

В магнитном поле массив выражается сложной в общем положительной аномалией (свыше 500 γ) северо-восточного простирания, захватывающей не только сам массив, но и ряд мелких гранитных выходов в пределах Бийско-Барнаульской впадины.

Согласно геологическим и геофизическим данным, можно заключить, что действительные контуры Белокурихинского массива значительно больше видимых на поверхности. Основная проблема при интерпретации - выделение регионального фона. Ограничен-

ность фактических данных не позволяет провести эту операцию в достаточной мере обоснованно. На рис. 8 приведены два возможных варианта регионального фона и для каждого из них рассмотрены по два крайних случая распределения аномальных масс. В первом случае (разрез Б-I) принимается, что сложный характер локальной аномалии обусловлен исключительно строением приповерхностной части гранитов при горизонтальной подошве. При этом оказывается, что горизонтальные размеры гранитов достигают 30 км, а их вертикальная мощность равна 11 км. В северной части граниты перекрываются 3-километровым телом палеозойских и мезокайнозойских отложений. Во втором случае предполагается, что граниты под четвертичными отложениями распространяются значительно дальше к северу, и поэтому аномалия обусловлена исключительно неровным характером подошвы массива. Тогда в северной части граниты имеют мощность всего 3,5 км, а непосредственно в районе выхода на поверхность вертикальная мощность резко возрастает до 13 км. Южный контакт массива остается неизменным во всех случаях: крутое (до 75°) погружение плоскости контакта под вмещающие породы до глубины 3,5 км, переходящее затем в вертикальное.

Во втором варианте с гранитами связывается лишь часть отрицательной аномалии Δg . Рассматриваются те же самые два крайних случая. В первом (разрез В-I на рис. 8) граниты представляют собой уплощенное тело, вертикальная мощность которого 7,5 км, а горизонтальные размеры не превышают 22 км. Контакты гранитов с вмещающими породами крутые (от 50° до 80°). Другой крайний случай (разрез В-II на рис. 8) приводит к следующим результатам: горизонтальные размеры тела - 22 км, вертикальная мощность изменяется от 2 км в северной части до 9 км в центральной. Следовательно, согласно второму варианту, вертикальная мощность гранитов должна быть в пределах 7,5-9 км.

Таким образом, Белокурихинский массив представляет собой сложное пластообразное тело, вертикальная мощность которого может изменяться от 2 до 13 км. Из сопоставления геологических, гравиметрических и магнитных данных по северной половине участка наиболее вероятными следует считать модели Б-II и В-II (см. рис. 8). Залегает граниты среди пород повышенной плотности (избыточная плотность при расчетах принималась равной $0,12 \text{ г/см}^3$).

Улень-Туимский и Уйбатский массивы

На восточных склонах Кузнецкого Алатау развиты гранитоиды, слагающие три крупных плутона - Улень-Туимский, Тигертышский и Уйбатский, а также большое количество мелких тел (см. рис. 2, врезку). Здесь развиты преимущественно отложения синия, нижнего и среднего кембрия [12, 38 и др.]. Это в основном известняки, доломиты, мраморы и эффузивы различного состава. Их суммарная мощность от 5-6 до 7-8 км. Карбонатные породы практически немагнитны. Магнитная восприимчивость вулканогенных пород колеблется в пределах $1000-6000 \cdot 10^{-6}$ СГСМ.

Исследуемый район представляет собой Батсневское интрагеосинклинальное поднятие, формирование которого в основном завершилось в позднекембрийское время. Стратиграфические комплексы выделяются в виде полос северо-восточного простирания, ограниченных с севера и юга либо разломами, либо нормальными стратиграфическими контактами, но с крутым падением слоев (до вертикального и запрокинутого) [38]. Наиболее древние интрузивные породы района - габбро, габбро-диабазы, габбро-диориты и диориты - относятся к буйскому комплексу [18, 39, 50].

Улень-Туимский гранитоидный комплекс (по Ю.А. Кузнецову) включает в себя породы Улень-Туимского, Уленьского, Мартайгинского, Карлыгановского и Тигертышского комплексов, сформировавшихся в конце среднего - начале верхнего кембрия. Сам Улень-Туимский плутон сложен порфировидными гранитами. В контакте его с вмещающими породами развиты граносиениты и сиениты, гранодиориты и диориты. Уйбатский массив располагается почти исключительно в карбонатных породах, что определяет его петрографический состав - преимущественно граносиениты и сиениты, реже сиенит-монцониты и сиенит-диориты. В центральной части Уйбатского плутона распространены породы группы гранита. Гранитные массивы являются дискордантными по отношению к вмещающим структурам. По поводу их формы и строения существуют различные точки зрения. Их обозначают как "батолиты", как "серию различных по возрасту и генезису интрузий трещинного типа", как "тела пластообразной (лополитообразной) формы" и т. д. [27, 38, 45, 46, 52].

Улень-Туимский участок слабо изучен геофизически. Два маршрута, пройденные в субмеридиональном и субширотном направлениях, позволили составить лишь самые общие представления о характере гравитационного поля. Улень-Туимский и Уйбатский плутоны отмечаются локальными отрицательными аномалиями. Над большей частью Улень-Туимского массива развиты положительные магнитные аномалии изометричной формы. Для Уйбатского плутона характерно наличие положительных аномалий ΔT_a в экзоконтактных зонах и отрицательных — в центральной части. Участок между Улень-Туимским, Тигертшским и Уйбатским плутонами характеризуется, в общем, отрицательным слабо дифференцированным магнитным полем.

Гравитационное поле испытывает значительные колебания в пределах крупных гранитных массивов, не связанные с видимыми на поверхности структурами. В некоторых случаях оно понижается даже при переходе от гранитов к габброидам, это позволяет предполагать, что в данном случае существенным образом сказывается характер подошвы гранитов. Региональный фон второго порядка выделен по значениям Δg над выходами гранитов, а также по минимальным значениям некоторых локальных аномалий, которые предположительно также можно связывать с гранитами. При выявлении регионального фона первого порядка, представляющего собой суммарное влияние границ раздела в земной коре, лежащих ниже подошвы гранитов, была использована гравитационная ступень на западном конце профиля I, а также трансформированные карты аномалий, составленные В.С. Сурковым по прилежащим районам (рис. 9). Недостаточная плотность гранитов по отношению к вмещающим породам была принята при расчетах равной $0,19 \text{ г/см}^3$.

Локальные положительные аномалии (см. рис. 9, профиль I) в центральной и южной частях Улень-Туимского плутона могут быть связаны с развитием гибридных образований повышенной плотности и с изменением глубины залегания подошвы гранитов. Расчеты по этим вариантам показали резко отличные распределения гранитных масс в земной коре. С точки зрения гравиметрии эти варианты равновероятны. Однако характер магнитного поля в этом месте, особенно наземные измерения ΔZ , и устные сообщения работавших в этом районе петрографов о неоднородности зо-

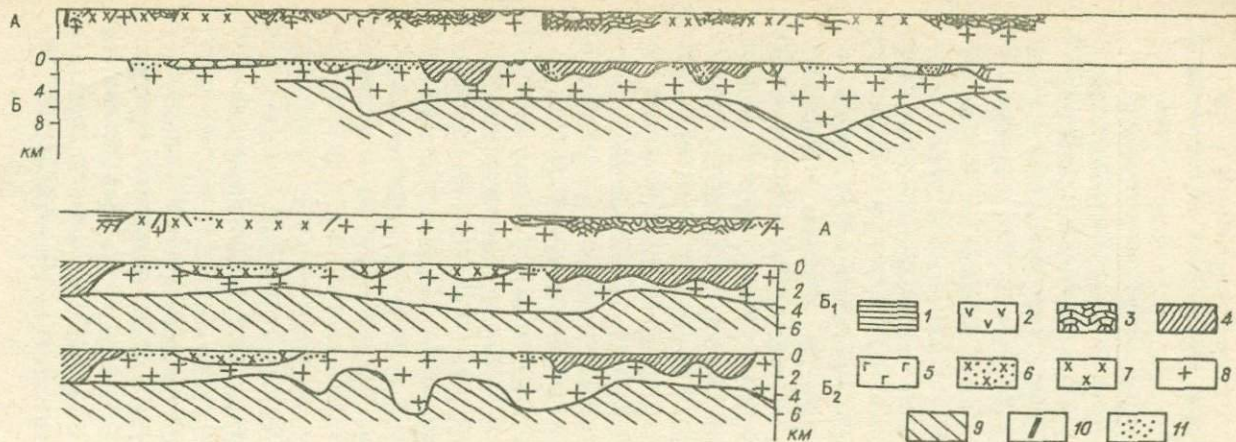


Рис. 9. Геологический разрез (А) и варианты расчетного разреза (Б₁Б₂) по профилям I и II Улень-Туимского участка.

I - песчаники, алевролиты, конгломераты с прослоями туфов, туффитов и известняков среднего и верхнего палеозоя; 2 - эффузивы смешанного состава и их туфы (средний палеозой); 3 - преимущественно карбонатные отложения нижнего палеозоя; 4 - нерасчлененные отложения нижнего палеозоя; 5 - ниже- и среднекембрийские интрузии габбро, габбро-диабазов, диабазов, габбро-диоритов, диоритов; 6 - гибридные породы эндоконтакта - в основном кварцевые диориты; тоналиты, габбро, в меньшей степени диориты и сиенит-диориты; 7 - гранодиориты, граносиениты, в меньшей степени диориты и сиенит-диориты; 8 - граниты; 9 - породы, подстилающие граниты ($\Delta\sigma = 0,19 \text{ г/см}^3$); 10 - разломы; 11 - участки профилей, на которых мощность вулканогенно-осадочных толщ не определена.

ны гранитов заставляют отдать предпочтение первому варианту (вариант А, профиль II).

Таким образом, Улень-Туимский гранитный массив представляет собой пластообразное тело, вертикальная мощность которого изменяется от 2,5 до 7,0 км. Максимальные изменения мощности достигаются в районе Ипчульского месторождения. Мощность пород, перекрывающих граниты, а также зон развития гибридных образований не превышает 1,5 км. Улень-Туимский гранитный плутон соединяется на глубине с Тигертышским плутоном.

Уйбатский плутон также представляет собой пластообразное тело со следующими параметрами: горизонтальные размеры порядка 30 км, вертикальная мощность — от 4 до 9 км. Максимальная вертикальная мощность достигается в центральной части массива, где на поверхности отмечаются выходы дейкократовых гранитов, с которыми связано Сорское месторождение. По гравиметрическим данным устанавливается также соединение на глубине гранитов Уйбатского и Улень-Туимского плутонов. Контакт гранитов с гибридными породами, а также вмещающими карбонатными отложениями (50–60°) в северо-западной части крутой, что очень хорошо совпадает с геологическими данными [45]. Однако вывод геологов о том, что Уйбатский плутон представляет собой интрузивную залежь, не подтверждается.

Сведения о Шиндинском гранитном плутоне и гранитных массивах Новосибирского Приобья опубликованы в литературе [36, 48] и здесь не приводятся.

х

х

х

Анализ вышеприведенных данных позволяет сделать следующие выводы:

1. Подтверждается существовавшее ранее мнение о том, что гранитные массивы представляют собой уплощенные пластообразные тела, горизонтальные размеры которых значительно преобладают над вертикальными.

2. Установлено, что пологое погружение контактов гранитов с вмещающими породами в сторону последних имеет место до

глубин 2-3 км. Далее следует более крутое погружение контакта (до вертикального).

3. Отдельные гранитные массивы на глубине объединяются, образуя нередко зоны сплошного развития гранитов.

4. Подошва гранитов часто неровная, что и вызывает в основном колебания их вертикальной мощности.

5. Представление о крупных массивах гранитоидов как телах, постепенно расширяющихся и непосредственно связанных с подкоровыми областями Земли ("бездонные батолиты" по Р.О. Дэли), не выдерживает критики с точки зрения геофизических данных, поскольку на глубинах 3-15 км они подстилаются более плотными образованиями. Не являются они также и "лакколитами" или "мехформационными пластовыми залежами", так как, согласно геофизическим данным, секут не только вмещающие отложения верхнего структурного этажа, но и выходы пород нижнего структурного этажа.

6. Геологические данные и результаты геофизического изучения формы некоторых гранитных массивов дают возможность рассматривать последние как застывшие очаги некогда расплавленных гранитных масс. Некоторые массивы, наблюдаемые на поверхности, являются лишь куполовидными выступами сплошного слоя гранитов.

7. На основании изучения физических свойств горных пород, сейсмических наблюдений и с учетом наличия положительных аномалий над некоторыми массивами диоритов и кварцевых диоритов [35], представляется вполне вероятным, что гранитные массивы подстилаются "диоритовым" слоем земной коры. Причем не исключено, что в состав "диоритового" слоя входят метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования, аналогичные по плотности диоритам.

8. Рассмотренные гранитные массивы располагаются в различных тектонических зонах; Улень-Туимский и Уйбатский - в пределах Минусинской салаирской собственно эвгеосинклинальной зоны; Кандыгатайский и Каиндинский - в пределах Обь-Зайсанской эвгеосинклинальной зоны со слабым проявлением вулканизма; Ортау и Космурун, Шалтас, Белокурухинский массивы и Змеиногорский участок - в пределах Джунгаро-Балхашской, Рудно-Алтайской и Салаиро-Алтайской герцинских мезогеосинклинальных зон. Все массивы, кроме Улень-Туимского и Уйбатского, герцинского воз-

раста, последние - нижнепалеозойского. Форма гранитных массивов не обнаруживает зависимости от их тектонического положения.

Л и т е р а т у р а

1. А б д у л к а б и р о в а М.А., С т р о е в а М.Н. О возрасте гранитных интрузий Калбы. - Изв. АН КазССР, серия геол., 1965, вып. 19.
2. А в д е е в А.В., З е й л и к Б.С. К вопросу о становлении гранитных массивов Ортау и Кызылтау в Центральном Казахстане. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 74, 1962.
3. А л е й н и к о в А.Л., К у з н е ц о в А.А. Номограмма для решения обратной задачи гравиметрии в случае наклонного контакта, выходящего на поверхность. Тр. Свердл. горн. ин-та, вып. 44, 1963.
4. Б е р н ш т е й н В.А. К вопросу о магнитном поле подножия Ключевского вулкана. - Бюлл. вулканолог. ст. АН СССР, 1959, № 28.
5. Б е р ч Ф., Ш е р е р Д., С п а й с е р Г. Справочник для геологов по физическим константам. М., ИЛ, 1949.
6. В о л к Р. Структурные особенности изверженных горных пород. М.-Л., Госгеолиздат, 1946.
7. Б о р у к а е в Р.А. и др. Геология Чингизской геоантиклинальной зоны (Центральный Казахстан). Тр. ИГН АН КазССР, т. 5, 1962.
8. Б у л и н а Л.В. Об использовании материалов аэромагнитной съемки для изучения глубинного строения земной коры в пределах Сибирской платформы. - Сов. геол., 1961, № 5.
9. Б у р а к о в М.И. К геологии среднегерцинских гранитов Центрального Казахстана. - Вестн. ЛГУ, серия геол. и геофиз., 1964, № 6, вып. I.
10. В а щ и л о в Ю.Я. Глубинные разломы впа Яно-Колымской складчатой зоны и Охотско-Чаунского вулканического пояса и их роль в образовании гранитных интрузий и формировании структур (по геофизическим данным). - Сов. геол., 1963, № 4.
11. В о з н е с е н с к и й В.Д., Н е н а ш е в Ю.П. Стратиграфия девонских и нижнекаменноугольных отложений Ортау-Кос-

- мурунского района в Северо-Западном Прибалкашье. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. III, 1964.
12. В о л о г д и н А.Г. К стратиграфии восточного склона Кузнецкого Алатау. - Сов. геол., 1947, № 27.
 13. Г о л ь д ш м и д т В.И. Глубинное строение северо-восточных предгорий Чингизского хребта по геофизическим данным. - Изв. АН КазССР, серия геол., 1959, № I (39).
 14. Г о р ш к о в Г.С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана. - Докл. АН СССР, 1956, 106, № 4.
 15. Е л и с е е в Н.А. Петрография Рудного Алтая и Калбы. Петрография СССР, серия I, вып. 6, 1938.
 16. Е л и с е е в Н.А. Структурная петрология. Изд. ЛГУ, 1953.
 17. Е ф р е м о в а С.В., Ю н а к о в с к а я Ю.В. Особенности размещения даек в Кылчинском массиве (Центральный Казахстан). - Сов. геол., 1963, № 12.
 18. Э и в Е.Ф. Шеелитоносность скарнов восточного склона Кузнецкого Алатау. Тр. ВИМСа, вып. 145, 1939.
 19. З о р и н Ю.А. Применение геофизических методов для изучения мезозойских интрузивов. - Вестн. Вост.-Сиб. правления НТО цветной металлургии, 1962, № 7, Чита.
 20. З о р и н Ю.А. К вопросу о геологической интерпретации геофизических данных по некоторым гранитным плутонам Восточного Забайкалья. - Зап. Забайкальского отд. Геогр. об-ва СССР, вып. XXI, № 2, 1963.
 21. З о р и н Ю.А., Б у г р о в Ю.Н. Морфология кровли Хапчегрангинского плутона по геофизическим данным. - Зап. Забайкальского отд. Геогр. об-ва СССР, вып. XXIII, 1964, № 3.
 22. И в а н о в А.И., М о н и ч В.К., З а м я т и н Н.И. Абсолютный возраст гранитоидных интрузий южной части Центрального Казахстана. - Булл. комиссии по опред. абс. возр. геол. формаций, вып. IV. АН СССР, 1961.
 23. К а р а с и к М.А., Б у г а й л о В.А. О генетической связи Магнитогорского массива гранитоидов с изверженными породами основного состава. Тр. Горногеол. ин-та Уральского фил. АН СССР, вып. 30, 1957.
 24. К а ю п о в А.К. К вопросу об абсолютном возрасте гранитоидов Калбы. - Изв. АН КазССР, серия геол., 1955, вып. 21.

25. К о м л е в Л.В. и др. Абсолютный возраст группы гранитных герцинских плутонов Центрального Казахстана. Тр. УП сессии комиссии по опред. абс. возр. геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1960.
26. К р о н и д о в И.И., Д у х о в с к и й А.А. Некоторые вопросы методики интерпретации аэромагнитных данных для территории Казахстана. - Изв. АН КазССР, серия геол., 1959, вып. 4 (37).
27. К у з н е ц о в Ю.А. Об особой роли гранитоидных интрузий в истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области. Геол. и геофиз., 1960, № 1.
28. Л у т к о в с к а я Т.А., С о к р а т о в Г.И., Я к у б о в и ч В.С. Осадочные и вулканогенно-осадочные формации, интрузивные комплексы и металлогенические зоны юго-западной части Зайсанской геосинклинали. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 103, 1964.
29. М е н ь ш и к о в В.С. О мезозойских гранитах центральной части юго-восточного Забайкалья. - Вестн. Вост.-Сиб. правления НТО цветной металлургии, 1962, № 7, Чита.
30. М е н ь ш и к о в В.С., С е й ф у л л и н Р.С. О природе Калангуйского минимума силы тяжести. - Зап. Забайкальского отд. Геогр. об-ва СССР, вып. XXI, 1963, № 2.
31. М е н ь ш и к о в В.С., П а ш к о в а В.И. Некоторые результаты количественной интерпретации магнитных аномалий юго-восточного Забайкалья. - Зап. Забайкальского отд. Геогр. об-ва СССР, вып. XXI, 1963, № 2.
32. М и х е л е в И.П., Н е ф е д к и н а Т.В., Т р и г у б о в А.В. Изучение интрузивов методом отраженных волн в районе Рудного Алтая. - Сб. "Вопросы методики сейсморазведки". Новосибирск, "Наука", 1965.
33. М о и с е е н к о Ф.С. О геологической природе Центрально-Казахстанского гравитационного минимума (об одной ошибке в статьях Д.Н. Казани). - Сов. геол., 1960, № 1.
34. М о и с е е н к о Ф.С. Об одном способе разложения гравитационного поля. Тр. ВИРГа, вып. 2, 1961.
35. М о и с е е н к о Ф.С. К вопросу о морфологии крупных интрузий Центрального Казахстана. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1964, т. 39, вып. 4.

36. Моисеенко Ф.С., Пучков Е.П., Бороздин Ю.Г. О морфологии гранитных массивов Новосибирского Приобья по геофизическим данным. - Геол. и геофиз., 1966, № 5.
37. Мониц В.К., Зотов П.П., Комаров Г.И. Ортауский гранитный массив. - Сб. "Гранитные интрузии Казахстана". Алма-Ата, 1948.
38. Мессаковский А.А. Тектоническое развитие Миусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. Госгеолтехиздат, 1963.
39. Мусатов Д.И. Интрузивный магматизм Восточного склона Кузнецкого Алатау. Матер. по геол. Красноярского края. вып. 1, 1961.
40. Нехорошев В.П. Геология Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1958.
41. Нурлибаев А.Н. Гранитоиды палеозойских интрузивных комплексов Северо-Западного Прибалхашья (Центральный Казахстан). Алма-Ата, 1963.
42. Облогина Т.И., Пийп В.Б., Кочияй С. Применение сейсмических методов при изучении интрузивов. - Изв. АН СССР, серия геофиз., 1962, № 9.
43. Павлов Ю.А. О применении метода касательных при интерпретации кривых Δg над вертикальным уступом. - Геол. и геофиз., 1962, № 12.
44. Перекалина Т.В. Геология герцинских гранитных интрузий Центрального Казахстана. - Вестн. ЛГУ, серия геол. и геогр., 1960, вып. 3, № 18.
45. Печерский А.В., Погоня-Стефанович Ю.Ф. Условия становления и форма нижнепалеозойских гранитоидных интрузий восточного склона Кузнецкого Алатау. Материалы по геол. Красноярского края, вып. 3, 1962.
46. Погоня-Стефанович Ю.Ф., Переломова В.Г. Морфологические черты трещинных интрузий Уйбатского района. Матер. по геол. Красноярского края, вып. 2, 1961.
47. Поляканов А.А. Принципы геологического картирования и вопросы петрологии интрузивных тел. - Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 5.

48. Пучков Е.П., Федосеев Г.С. Строение Шиндинского плутона (Восточный Саян) по геологическим и геофизическим данным. - Геол. и геофиз., 1965, № 3.
49. Русаков М.П. Геологический очерк Прибалхашья и озера Балхаш. Цветметиздат, 1933.
50. Сергеева Е.С. О некоторых особенностях и происхождении Улень-Туимского гранитоидного комплекса. - Сб. "Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области". Изд-во СО АН СССР, 1963.
51. Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Калижная Л.Т., Хилинский Л.А. О глубинном строении Коростеньского плутона по сейсмическим данным. - Докл. АН СССР, 1963, 152, № 5.
52. Станкевич Е.К. Геология восточной части Тигертышского плутона (Кузнецкий Алатау). Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, 1963, т. 98.
53. Стрөганов А.Н., Юнаковская Ю.В. О характере погружения поверхности Восточно-Коунрадского массива в области сочленения с месторождением Медный Коунрад (Центральный Казахстан). - Вестн. МГУ, серия IV, 1964, № I.
54. Стрөганов А.Н., Юнаковская Ю.В. Новые данные о морфологии Караебинского гранитного массива (Центральный Казахстан). - Сов. геол., 1964, № 2.
55. Темников Ю.И., Зорин Ю.А., Тунин Б.М. Некоторые данные о морфологии, эрозионном срезе и глубине формирования массивов редкометалльных апогранитов. - Зап. Забайкальского отд. Геогр. об-ва СССР, вып. XXIII. Тр. геол. секции, 1964, № 3.
56. Троянский В.Т. К вопросу о возможности исследования интрузивов сейсмическими методами разведки. Разв. и охрана недр, 1957, № 2.
57. Чернов Г.А. Реставрация геологических событий по данным структурного анализа и определение абсолютного возраста аргоновым методом на примере Белокурихинского массива на Алтае. Тр. IX сессии комиссии по опред. абс. возр. геол. формаций. М.-Л., 1961.
58. Шевченко Е.В. Структурные и петрографические особенности некоторых пермских плутонов Центрального Казахстана. Изд. Львовского гос. ун-та, 1951.

59. Ю н а к о в с к а я Ю.В., Д и с т а н о в а А.Н. Об изучении гранитных интрузий методами геофизики (на примере Центрального Казахстана). - Сб. "Принципы геологического картирования интрузивных и эффузивных формаций". Госгеолтехиздат, 1960.
60. Я р о ш А.В. Определение глубины залегания нижней плоскости уступа по аномалиям силы тяжести. Тр. Свердл. горн. ин-та, вып. 44, 1963.
61. В е а н R.J. Relation of gravity anomalies to the geology of Central Vermont and New Hampshire. - Bull. Geol. Soc. Am., 1953, 64, № 5.
62. В и ч л е р S., В о н и н и W. Gravity anomalies and tectonic feature of northwestern United States. - Bull. Geol. Soc. Am., 1958, 69, № 12, part 2.
63. В о т т M.H.P. A geophysical study of the granite problem. - Quart. J.Geol.Soc., 1956, 112, part 1.
64. В о т т M.H.P. The granite layer.- Geophys. J., 1961, 5, № 3.
65. В о т т M. H. P. Geological interpretation of magnetic anomalies over the Alston Block. - Quart.J.Geol.Soc., 1961, 117, part 4.
66. С л о о с H. Das Batholitenproblem. - Berlin, 1923.
67. С о о к A.H., М у р ф и Т. Measurements of gravity in Ireland. Gravity survey of Ireland north to the line Sligo-Dundalk. - Geophys. Mem. Dub. Inst. Adv. Stud., 1952, № 2, part 4.
68. Н о с п е р с J., В и j н е н J.C. The gravity field of the Venezuelan Andes and adjacent basins. - Erste Rec-Recks, Deel XXIII, N 1. Amsterdam, 1959.
69. М у р ф и Т. Measurements of gravity in Ireland. Gravity survey on Central. Ireland. - Geophys. Mem. Dub. Jnst. Adv. Std., 1952, N 2, part 3.
70. П а р а с н и с D.S. Exact expressions for the gravitational attraction of a circular lamina at all points of space and of a right circular cylinder at points external to it. - Geophys. prospecting, 1961, 9, № 3.
71. П р е с с F., В и ч л е р S. Inferences on crustal velocities and densities from P wave delays and gravity anomalies.-J.Geophys. Res., 1964, 69, № 14.

72. R o m b e r g F., B a r n e s V.E. Correlation of gravity observations with the geology of the Smoothing - iron granite mass, Llano Country, Texas. - Geophysics, 1944, 9.
73. S k e e l s D.S. An approximate solution of the problem of maximum depth in gravity interpretation. . Geophysics, 1963, 28, N 5, part 1.

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КУЗНЕЦКО-АЛТАЙСКОГО ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА

(А.В. Ладнин, В.П. Семакин)

Изучение глубинных разломов имеет, как известно, большое теоретическое и практическое значение, определяемое влиянием глубинных разломов на магматизм, тектогенез и распределение месторождений полезных ископаемых.

В работах А.В. Пейве и других геологов [14, 15, 19] разработана диагностика глубинных разломов по геологическим признакам, доступным наблюдению на земной поверхности. Однако данные об основных характеристиках их важнейших элементов на глубине (характере сместителей, их залегании, амплитудах смещения, особенностях строения земной коры в зонах разломов и т. д.) немногочисленны. В большинстве случаев о глубинном строении и глубине заложения разломов высказываются более или менее вероятные предположения — отсюда необходимость исследования разломов геофизическими методами.

Геофизическое изучение глубинных разломов представляет интерес в двух отношениях. Во-первых, это — определение геофизических и дополнительных геологических признаков разломов, корреляция между ними и уточнение обобщенных критериев выделения разломов. Во-вторых, — изучение геофизических и геологических характеристик (особенностей строения земной коры в зонах разломов, определение геометрических параметров разломов, выясне-

ние приуроченности к разломам различных по своей природе и свойствам геологических тел — интрузий, впадин и т. д.) на конкретных глубинных разломах. Эти две стороны, очевидно, связаны между собой, и без удовлетворительного решения второй задачи постановка первой не представляется достаточно оправданной. В нашей работе мы попытались решить перечисленные вопросы второго направления на примере Кузнецко-Алтайского глубинного разлома с привлечением данных по некоторым другим разломам западной части Алтае-Саянской области.

Глубинными мы называем разломы, имеющие глубокое заложение и характеризующиеся длительным многофазным развитием, что устанавливается по значительной протяженности разломов, по резкому изменению мощностей, фаций и характера разреза в крыльях разлома и часто — по широкому проявлению интрузивного магматизма и по интенсивной дислоцированности отложений. Указанные свойства глубинных разломов мы находим в определениях А.В. Пейве [15], В.В. Белоусова [2], В.Е. Хаина [19] и др. На поверхности глубинные разломы проявляются часто в виде зоны разрывных нарушений, достигающей по ширине десятков километров. Далеко не всегда можно отождествить глубинный разлом с наблюдаемой на поверхности конкретной линией разрыва (надвига, сброса и т. д.). Обычно существование глубинных разломов устанавливается по целому ряду признаков — структурных, седиментационных, магматических, геоморфологических, геофизических и пр. Признаки глубинных разломов, их классификация подробно рассмотрены во многих работах, например, в [3, 14, 15, 19].

Глубинным разломам Алтае-Саянской области уделяли большое внимание В.А. Кузнецов, В.П. Нехорошев, И.И. Белостоцкий и другие геологи [6, 7, 9, II]. Наиболее крупными разломами в западной части области являются Северо-Восточная зона смятия, Чарышско-Теректинский, Кузнецко-Алтайский, Сарасинско-Кадринский, Шапшальский и Саяно-Миусинский (рис. I). Основным объектом нашего исследования явился Кузнецко-Алтайский глубинный разлом, но в той или иной мере (главным образом для сравнения) характеризуются и другие.

Кузнецко-Алтайский глубинный разлом является структурой длительного развития с неоднократным проявлением магматизма и

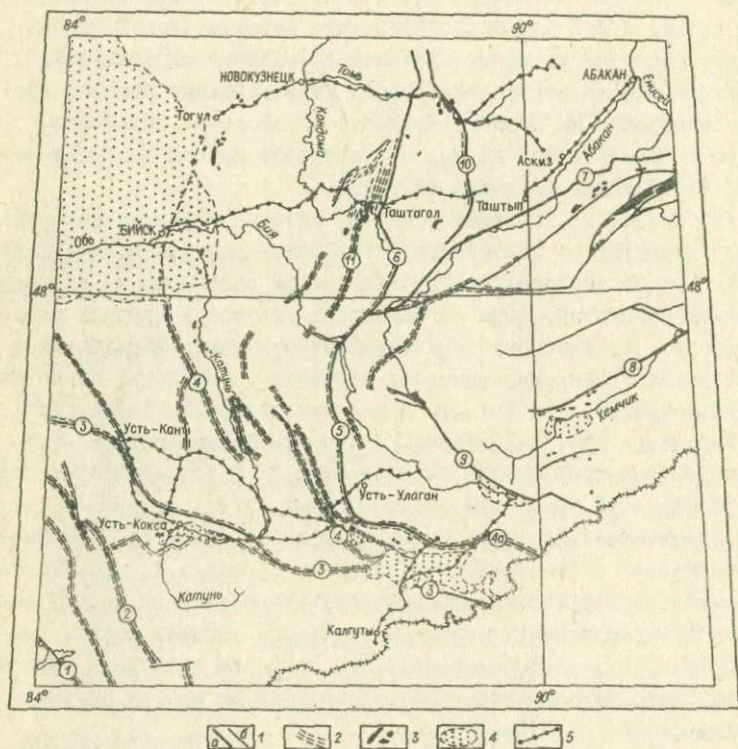


Рис. I. Схема расположения глубинных разломов и зон смятия западной части Алтае-Саянской области.

I - глубинные (а) и региональные (б) разломы, 2 - зоны смятия и расщепления, 3 - интрузии гипербазитов, 4 - кайнозойские впадины, 5 - гравиметрические профили 1965-1966 гг. Разломы: I - Иртышский; 2 - Северо-Восточный; 3 - Чарышско-Теректинский; 4 - Сарасинско-Кадринский; 4^а, 5, 6 - Кузнецко-Алтайский (4^а - Курайский, 5 - Чокракский, 6 - Кузнецкий); 7 - Саяно-Минусинский, 8 - Саяно-Тувинский, 9 - Шапшальский, 10 - Белькисинский, II - Ташелгино-Кондомский.

эндогенного оруденения [6, 7]. Он представляет собой одну из главных разрывных структур Алтай-Саянской складчатой области и прослеживается на расстоянии более 1000 км от юго-восточной части Горного Алтая до северо-западных отрогов Кузнецкого Алатау и далее на севере в пределах Западно-Сибирской низменности [5, 17, 18]. Курайский, Чокракский и Кузнецкий разломы, сменяющие друг друга последовательно с юга на север, являются его составными частями.

Курайский разлом (см. рис. 1), представляет собой на поверхности систему кулисообразных забросов, местами надвигов, в зоне шириной до 15 км. Он является западной границей Западно-Саянской структурно-формационной зоны, как и лежащий на его северном продолжении Чокракский разлом [7]. Древний возраст Курайского разлома и большая глубина его заложения устанавливаются, в частности, по приуроченности к нему линейного пояса гипербазитовых интрузий [7, 16]. Разлом существовал в течение всего палеозоя. На раннегерцинском этапе вдоль него сформировались узкие приразломные прогибы (грабен-синклинали). В неоген-четвертичное время движения по Курайскому разлому привели к образованию современного тектонического уступа вдоль юго-западного края зоны разлома.

К Чокракскому разлому, как и к Курайскому, приурочен пояс гипербазитов кембрийского возраста, а также раннегерцинские интрузии, однако новейшая активизация его выражена слабо.

Кузнецкий разлом в Горной Шории проходит в пределах Кузнецко-Алтайской салаирской структурно-формационной зоны, разделяя ее на две части, существенно различные по своему развитию в среднем и особенно в верхнем палеозое. Севернее он является восточной границей Кузнецкого прогиба. В Горной Шории к разлому приурочены раннегерцинские и мезозойские (юрские) приразломные прогибы. С зоной разлома ассоциируют (на поверхности) тела средневерхнекембрийских гранитоидов и девонских (тельбесский комплекс) интрузивных образований.

К Кузнецко-Алтайскому глубинному разлому в районе Телецкого озера примыкает Саяно-Минусинский разлом, являющийся северо-западной границей Западно-Саянской зоны. К этому разлому приурочены гранитоидные интрузии салаирского, средневерхнекембрийского комплексов, а также девонские гранитоиды и девонские грабен-синклинали.

Кузнецко-Алтайский разлом на всем своем протяжении, исключая южную часть Кузнецкого разлома (от г. Таштагола до Телецкого озера), находит отчетливое отражение в гравитационном и магнитном полях. По геофизическим аномалиям сравнительно хорошо прослеживается также Саяно-Минусинский разлом.

Основу данной работы составляют материалы полевых геолого-геофизических исследований, проведенных в 1965 г. в Горном Алтае и в 1966 г. в Кузнецком Алатау и Горной Шории. Используются также материалы рекогносцировочной гравиметрической съемки, выполненной производственными организациями, и материалы общей аэромагнитной съемки, а также опубликованные и содержащиеся в отчетах геофизических организаций данные по физическим свойствам горных пород. В программу полевых работ 1965-1966 гг. входили гравиметрическая и магнитометрическая съемки с шагом 1 км по профилям общей протяженностью 2200 км, пересекающим зону Кузнецко-Алтайского разлома, отбор образцов и определение по ним физических свойств горных пород, а также геологические наблюдения с целью составления детальных геологических разрезов для интерпретации геофизических материалов.

Некоторые вопросы методики интерпретации

Для выяснения особенностей строения земной коры в зоне Кузнецко-Алтайского и других глубинных разломов построены разрезы земной коры по профилям: в Горном Алтае 1) Калгуты - Джулу-Куль, 2) Усть-Кан - Чодро, 3) Белокуриха - Калгуты и в Кузнецко-Горношорском районе 4) Тогул - Аскиз, 5) Бийск - Абакан (см. рис. 1). При изучении строения земной коры по гравиметрическим данным использовалась 4-слойная модель земной коры. В состав "гравитного" и "диоритового" слоев включаются соответствующие по плотности осадочные, вулканогенные и метаморфические образования. Средние плотности слоев, лежащих ниже вулканогенно-осадочного, приняты постоянными в пределах одного региона и равны для "гравитного" слоя в Горном Алтае $2,62 \text{ г/см}^3$, в Горной Шории и Кузнецком Алатау - $2,65 \text{ г/см}^3$; для "диоритового" слоя - в Горном Алтае $2,72 \text{ г/см}^3$, в Горной Шории и Кузнецком Алатау - $2,75 \text{ г/см}^3$; для "базальтового" слоя - $2,90 \text{ г/см}^3$, для подкорового -

3,30 г/см³. Вариации плотности могут привести к существенному искажению положения границ раздела, поэтому полученные разрезы следует рассматривать как один из вариантов возможного строения коры, хотя он соответствует гравитационному полю и не противоречит (в пределах точности построений) сейсмическим и сейсмологическим данным о строении коры. Вместе с тем погрешности построения более вероятны и имеют большую абсолютную величину для нижних границ раздела, что позволяет с большим доверием относиться к полученным результатам по верхним слоям земной коры.

Определение элементов залегания гравитационно активных уступов в зонах глубинных разломов производилось, помимо известных способов [12, 22-24], некоторыми специально разработанными методами. В частности, предложен метод приближенной оценки элементов залегания сложного вертикального уступа, образованного смещением по разлому двух (или трех) плотностных границ. Метод основан на сравнении величин глубины осевой плоскости "эквивалентного" уступа, полученных по суммарной гравитационной аномалии методом касательных (или по формуле Бетта - Смита) - $h'_{\text{эКВ}}$ и по способу характерных точек - $h''_{\text{эКВ}}$. Величина разности $h''_{\text{эКВ}} - h'_{\text{эКВ}} \geq 0$ и определяется соотношением эффективных плотностей заменяющих уступы материальных полуплоскостей и отношением их глубин.

Для двух полуплоскостей (по разлому смещены две плотностные границы) с $\mu_2 = \mu_1$, имеем:

$$h''_{\text{эКВ}} - h'_{\text{эКВ}} = hf(\alpha) = h \left(\sqrt{\alpha} - \frac{2\alpha}{\alpha+1} \right), \quad (1)$$

где $h = h_1$, и $\alpha = \frac{h_2}{h_1}$.

При $\mu_2 = 2\mu_1$

$$h''_{\text{эКВ}} - h'_{\text{эКВ}} = hf(\alpha) = h \left(\sqrt[3]{\alpha^2} - \frac{3\alpha}{\alpha+2} \right). \quad (2)$$

При $\mu_2 = 3\mu_1$

$$h''_{\text{эКВ}} - h'_{\text{эКВ}} = hf(\alpha) = h \left(\alpha \sqrt{\frac{3+\alpha}{1+3\alpha}} - \frac{4\alpha}{\alpha+3} \right). \quad (3)$$

Графики $f(\alpha)$ для $\alpha \geq 1$ приведены на рис. 2. Для трех полуплоскостей при $h_1 = h$, $h_2 = \alpha h$, $h_3 = \beta h$, $\mu_2 = \mu_1$ и $\mu_3 = 2\mu_1$ имеем

$$h''_{\text{эв}} - h'_{\text{эв}} = hf(\alpha, \beta) = h \left(\sqrt{\frac{2\alpha\beta + \beta^2 + \alpha\beta^2}{1 + \alpha + 2\beta}} - \frac{4\alpha\beta}{2\alpha + \beta + \alpha\beta} \right). \quad (4)$$

Решение (4) заключает в качестве частных случаев решение (1) при $\alpha = 1$, решение (3) - при $\alpha = \beta$, а также решение для $\mu_1 = 3\mu_2$ при $\beta = 1$.

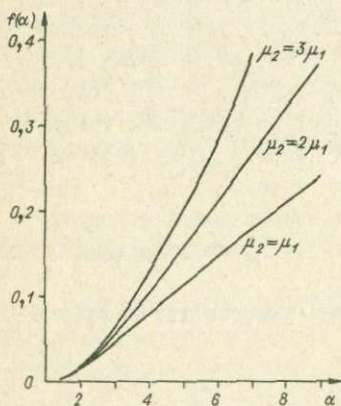


Рис. 2. Графики функций $f(\alpha)$ для случая двух полуплоскостей.

h_1, α и, следовательно, h_2 при различных соотношениях плотностей: $\mu_2 = \mu_1$, $\mu_2 = 2\mu_1$, $\mu_3 = 3\mu_1$; затем строился график изменения определяемых величин в зависимости от плотностей и подбором (с учетом геологических данных) определялись наиболее подходящие значения h_1 и h_2 . Подбор позволял использовать, таким образом, всю аномальную кривую.

Заметим, что решение для трех полуплоскостей имеет три степени свободы - по количеству полуплоскостей, по распределению плотностей и по глубинам, т.е. достаточно велика неоднозначность решения, которую можно уменьшить, лишь используя некоторые гипотезы, вытекающие из геологических данных. Такие гипотезы (о соотношении плотностей) требуются и для случая двойного уступа, но здесь, конечно, неоднозначность значительно меньше.

При практических расчетах указанным методом (этот метод в изучаемых районах можно было применить лишь в немногочисленных случаях, поскольку смещение двух, а тем более трех плотностных границ по разлому встречается довольно редко) вычислялись

Для определения h_1 и α по графикам $f(\alpha)$ с конкретными соотношениям μ_1 и μ_2 используется метод последовательных приближений. Например, для случая $\mu_2 = \mu_1$ в качестве первого приближения к h_1 используется значение $h'_{\text{эКВ}}$. Нам известны $h''_{\text{эКВ}}$ и $h'_{\text{эКВ}}$, их разность Δh . Из (I) находим:

$$f^{(1)}(\alpha) = \frac{\Delta h}{h'_{\text{эКВ}}}.$$

По графику рис. 2 определяем α . Поскольку $h'_{\text{эКВ}} = h \frac{2\alpha}{1+\alpha}$, находим h_1 второго приближения и повторяем процесс. Опыт показывает, что обычно достаточно трех приближений.

Для определения угла падения контакта пород различной плотности в зоне глубинного разлома мы использовали метод характерных точек (абсциссы $x_{0,5}$, в которых $\Delta g = \frac{1}{2} \pi f \sigma \Delta H$). Для модели, состоящей из двух полуплоскостей, расположенных на глубинах h_1 и h_2 и смещенных в плане на величину $\Delta H \operatorname{ctg} \varphi$, имеем

$$\operatorname{tg} \varphi = \frac{h_2 - h_1}{2\sqrt{x_{0,5}^2 - h_1 h_2}}. \quad (5)$$

Определяя известными способами [12] глубину верхней и нижней кромок уступов H_1 и H_2 при заданной плотности и принимая

$$h_1 = \frac{3}{4} H_1 + \frac{1}{4} H_2; \quad h_2 = \frac{1}{4} H_1 + \frac{3}{4} H_2,$$

подстановкой значений h_1 и h_2 в формулу (5) определяем φ . Решение (5) кратно $\frac{\pi}{2}$, поэтому направление падения контакта качественно определяется по виду кривой W_{xz} (или Δg , если влияние наклонной границы достаточно заметно). Следует заметить, что для наклонного уступа $h''_{\text{эКВ}} - h'_{\text{эКВ}} \leq 0$.

Для контроля использовались два способа, основанные на геологических данных - точках выхода разлома на поверхность $x \varphi$. Как известно, в этой точке величина аномалии Δg равна

$$\Delta g_{x\varphi} = 2f\sigma(H_2 - H_1)(\pi - \varphi) \text{ и, следовательно,}$$

$$\frac{\Delta g_{xy}}{\Delta g_{max}} = 1 - \frac{\varphi}{\pi} . \quad (6)$$

Другой способ состоит в определении координат края осевой плоскости вертикального уступа и интерполяции положения сместителя между ним и выходом разлома на поверхность. В обоих способах для опознавания выхода разлома на поверхность используются как геологические, так и (качественно) геофизические данные (характер кривой W_{xz}), что необходимо, поскольку в зоне разлома обычно имеет место целая серия линий разломов на поверхности.

Трудности определения угла падения боковой грани наклонного уступа хорошо известны. Они связаны с относительно малым гравитационным эффектом угла наклона и большим влиянием ошибок наблюдений, ошибок вычисления аномалий и помех, вносимых локальными приповерхностными аномальными массами, а также с трудностью решения обратной задачи непосредственно по громоздкой формуле притяжения наклонного уступа, что оправдывает применение указанных весьма приближенных методов оценки.

При геологической интерпретации аномалий силы тяжести, в частности, при разделении полей, относимых к различным геологическим телам, большую помощь оказали изостатические аномалии Грааф-Хантера (методике вычисления и геологического истолкования их посвящена другая статья автора в этом сборнике).

Магнитные аномалии использовались, помимо качественной характеристики глубинных разломов, для определения глубин нижних кромок магнитоактивных масс по известной формуле Л.В. Булиной. Эти глубины сопоставлялись с глубинами плотностных границ, определяемыми по гравиметрическим данным.

Особенности гравитационного и магнитного полей в зонах глубинных разломов

Отражение глубинных разломов в гравитационном поле определяется особенностями строения земной коры в зоне разлома по сравнению с общими закономерностями структуры коры изучаемого

региона [I]. В региональном плане гравитационное поле (в редукции Буге) в Горном Алтае обнаруживает тесную связь с современным рельефом и обусловлено главным образом изменением общей мощности земной коры. Эта закономерность существенно нарушается в Северо-Восточной зоне смятия, а также в зонах Курайского, Чокракского разломов, в южной части Шапшальского и на отдельных участках Чарышско-Теректинского разломов, где наблюдаются крупные локальные минимумы, закономерно расположенные вдоль юго-западных крыльев разломов (рис. 3). Для перечисленных разломов гравитационные ступени выступают как второстепенный признак, связанный с приуроченностью северо-восточных бортов гравитационных минимумов к линиям разломов. В Горном Алтае ни один из крупных разломов не выделяется достаточно заметной гравитационной ступенью на всем своем протяжении.

В гравитационном поле Кузнецкого Алатау, Горной Шории и прилегающих районов Кузнецкого и Минусинского прогибов и Бийско-Барнаульской впадины не находят отражения региональные особенности рельефа в той форме, в какой это имеет место в Горном Алтае. Это подтверждается также изучением корреляционной зависимости аномалий Буге от среднего рельефа. Повышенное поле здесь отмечается как в области больших высот — в Северной и Центральной частях Кузнецкого Алатау, так и малых — в юго-восточной части Кузнецкой впадины на границе ее с Горной Шорией (Мундыбашский максимум). К Кузнецкому разлому приурочена гравитационная ступень, осложненная локальными минимумами, подобными аномалиям в зонах разломов Горного Алтая, но не имеющими столь закономерного расположения относительно разлома. В южной части его (в Горной Шории) пониженное поле соответствует восточному крылу разлома, а к северу от широтного течения р. Томи — западному.

В аномалиях Грааф-Хантера Кузнецко-Алтайский разлом отражается различно в разных частях. В районе с. Кош-Агач в Горном Алтае ему соответствует интенсивная изостатическая аномалия типа гравитационной ступени (рис. 4, а). Его более северное звено — Чокракский глубинный разлом — у с. Акташ не находит заметного отражения в аномалиях Грааф-Хантера, хотя в аномалиях Буге ему соответствует довольно значительная гравитационная ступень. Кузнецкий разлом Горной Шории отражается изостатической аномалии-

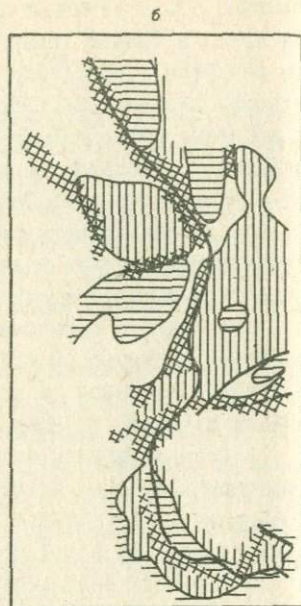
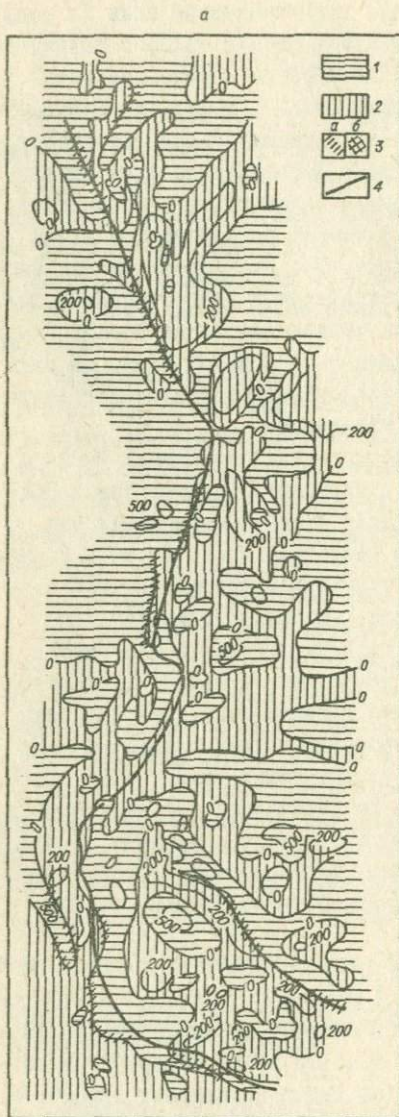


Рис. 3. Схемы магнитных (а) и гравитационных (б) аномалий в зоне Кузнецко-алтайского разлома.

1 - положительные аномалии, 2 - отрицательные аномалии, 3 - зоны больших градиентов; а - магнитного поля, б - гравитационного; 4 - линия разлома (по геологическим данным).

ей типа ступени, аналогичной по размерам и горизонтальным градиентам аномалии Буге. В Кузнецком Алатау (р. Томь) ему соответствует локальная отрицательная аномалия Грааф-Хантера в восточном крыле разлома, аналогичная аномалии Буге, но наложенная на региональный фон, возрастающий к Кузнецкому Алатау, тогда как региональный фон аномалий Буге здесь повышается в сторону Кузнецкого прогиба.

В магнитном поле (см. рис. 3) зоны глубинных разломов выделяются главным образом как области изменения характера поля в разграничиваемых разломами структурно-формационных зонах. В ряде случаев к ним приурочены линейные положительные аномалии, пространственно ассоциирующиеся с полосами развития вдоль разломов гипербазитовых интрузий, но не всегда точно соответствующие выходам их на поверхность. Наиболее рельефно отражены в магнитном поле Курайский, Чокракский, Кузнецкий (за исключением его южной части), а также Шапшальский и Саяно-Минусинский разломы. Другие разломы, в частности, Сарасинско-Кадринский и Чарышско-Теректинский, как и разделяемые ими тектонические зоны, в магнитном поле выражены нечетко.

В разных тектонических зонах различны характер распределения, простирание и величины локальных аномалий (в плане и по амплитуде), тогда как изменение среднего уровня поля и его региональные особенности имеют второстепенное значение. Другими словами, особенности магнитного поля в различных зонах определяются не столько составом и возрастом тех или иных комплексов пород, сколько особенностями внутренней структуры тектонических зон. Кратко охарактеризуем магнитное поле некоторых тектонических зон района исследований.

Ануйско-Чуйская зона характеризуется широким развитием локальных аномалий (1-5 км в поперечнике) при среднем положительном уровне поля $+100 \gamma$. Распределение аномалий по площади неравномерно - их количество резко увеличивается вблизи Сарасинско-Кадринского глубинного разлома. Форма локальных аномалий в плане весьма разнообразна, однако линейные аномалии редки даже в зоне Сарасинско-Кадринского разлома. Выделяются цепочки аномалий преобладающего северо-западного простирания. Магнитное поле Теректинского горста отличается от поля Ануйско-Чуйской зоны отсутствием преобладающих простираний, несколько большими

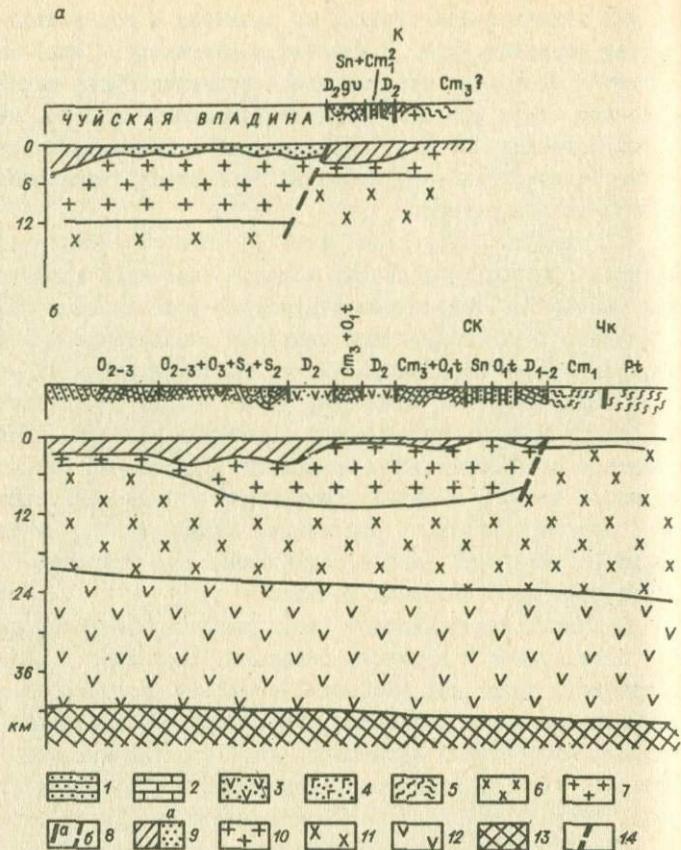
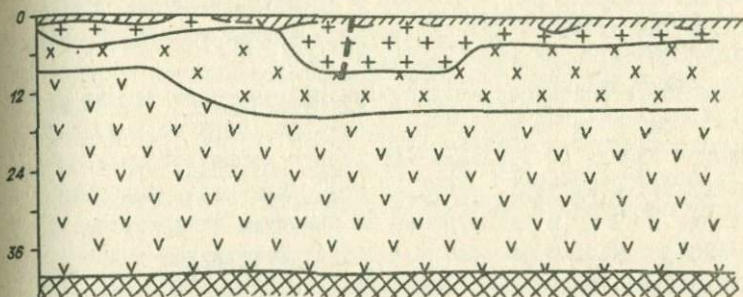
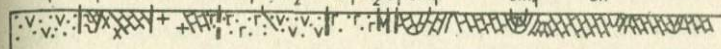


Рис. 4. Стрoение земной коры в зоне Кузнецко-
а - Курайский разлом (с. Кош-Агач), б - Чокракский разлом (с.
лом (ст. Теба). 1 - терригенные толщи, сложенные песчаниками и
вестняки, мраморы, доломиты); 3 - вулканогенно-осадочные и вул
кислого состава; 4 - вулканогенно-осадочные и вулканогенные тол
метаморфические породы - гнейсы, амфиболиты, кварциты, сланцы;
установленные (а), предполагаемые (б), глубинные разломы: К -
ракский; 9 - осадочно-вулканогенный слой (9^а - осадочный слой
базальтовый слой; 13 - подкоровый слой; 14 - положение глубин

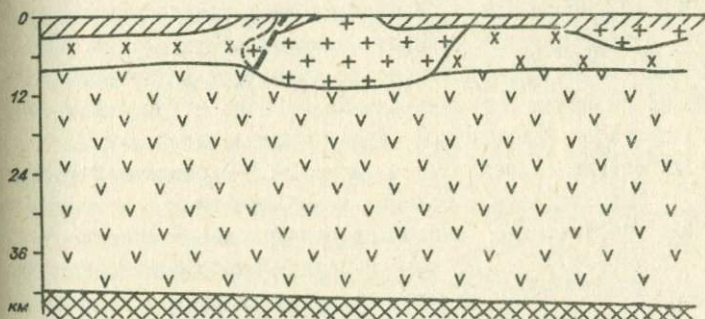
6

K3

D₁ Cm₁ Sn P Sn Cm₁ Cm₂ Cm₁ D₂ I₁ Cm₁ Cm₁ Sn

6

K3

P₁ C₂₊₃ C₁ D₃ D₂ Pt Cm₁ Cm₂₋₃ Cm₁
D₁₋₂ Cm₂ Cm₁₋₂

Алтайского разлома по гравиметрическим данным.

Акташ), в - Кузнецкий разлом (г. Таштагол), г - Кузнецкий разлом с порфиритами (реже конгломератами); 2 - карбонатные толщи (из каногенные толщи, сложенные породами преимущественно среднего и щ, сложенные породами преимущественно основного состава, 5 - 6 - диориты и габбро; 7 - граниты и гранодиориты; 8 - разломы: Курайский, Кз - Кузнецкий, СК - Сарасинско-Кадринский, Чк - Чокво впадинах); 10 - гранитный слой; 11 - диоритовый слой; 12 - ного разлома по геофизическим данным.

размерами локальных аномалий в плане (до 10 км) и более равномерным распределением их по площади. Чарышско-Теректинская зона характеризуется малой дифференциацией поля. Здесь на общем слабо отрицательном фоне выделяется крупный широтный максимум, осевая часть которого располагается в наиболее поднятых участках рельефа (Катунские и Чуйские Белки). Ширина максимума составляет 20-30 км, амплитуда аномалий +800 γ .

Западно-Саянская структурно-формационная зона весьма существенно отличается по характеру магнитного поля от зон, расположенных к западу от Кузнецко-Алтайского глубинного разлома. Здесь имеют место крупные, неправильной формы максимумы интенсивностью до 1000 γ и разделяющие их минимумы интенсивностью -200 - (-300) γ . Магнитное поле в областях максимумов сильно дифференцировано, тогда как в минимумах локальные аномалии редки. В зонах разломов линейные максимумы закономерно приурочены к северо-восточным крыльям разломов. Непосредственно с разломами связываются полосы больших градиентов магнитного поля. Линейные максимумы с большими градиентами прослеживаются вдоль Курайского, Чокрайского, Шапшальского и Саяно-Минусинского разломов, ограничивающих Западно-Саянскую зону.

В Кузнецко-Горношорском районе по характеру магнитного поля существенно различны Кузнецко-Алтайская зона и Кузнецкий и Минусинский прогибы. В Кузнецком Алатау широко развиты интенсивные положительные аномалии ΔT (до 1500 γ) различной формы и размеров, с преобладающим, близким к меридиальному, простиранием на общем относительно спокойном отрицательном фоне интенсивностью - 200-(-300) γ . От поля Западно-Саянской зоны магнитное поле Кузнецкого Алатау отличается меньшими размерами максимумов и большим их количеством на единицу площади.

Зона Кузнецкого разлома прослеживается по линейным положительным аномалиям ΔT с высокими градиентами, приуроченным, как и в Горном Алтае, к восточному крылу разлома. Однако здесь нет отрицательных аномалий в западном крыле разлома, что связано, вероятно, с общим положительным уровнем поля Кузнецкого прогиба. В Горной Шории крупные максимумы ΔT становятся менее интенсивными, уменьшается интенсивность и разделяющих их минимумов, но возрастает интенсивность и количество локальных аномалий высшего порядка (с размерами от I до 5-10 км). К югу от

г. Таштагола Кузнецкий разлом в магнитном поле отражается довольно слабо.

Кузнецкий прогиб характеризуется весьма спокойным положительным полем средней интенсивностью около 300γ . Локальные аномалии наблюдаются лишь по границам Кузнецкой впадины с Кузнецким Алатау, Горной Шорией и Салаиром. В юго-восточной части Кузнецкого прогиба отмечается крупный региональный Мундыбашский максимум ΔT интенсивностью до 700γ , совпадающий с гравитационным и связываемый нами с приближением к поверхности базальтового слоя. Спокойным положительным полем средней интенсивностью около 300γ характеризуется также Минусинская котловина.

Особенности строения земной коры в зоне Кузнецко-Алтайского разлома

Отмеченные выше минимумы силы тяжести в зонах глубинных разломов, имеющие значительную амплитуду и размеры в поперечнике от 20 до 50 км, связываются нами с увеличением мощности гранитных тел в зонах разломов (см. рис. 4). Это решение, обоснованное изучением плотностного разреза и вычислениями глубин до вызывающих аномалии тел, не имеет сколько-нибудь приемлемой альтернативы.

Дадим краткое пояснение к приведенным разрезам земной коры. Вулканогенно-осадочный слой выделяется лишь в том случае, если его плотность на значительном протяжении отличается от плотности гранитного или диоритового слоев не менее чем на $0,08 \text{ г/см}^3$. Особенности разделения гравитационного поля определяются характером распределения гранитного слоя. Изучение плотностей различных осадочно-метаморфических и интрузивных комплексов позволяет принять предположение либо о широком (почти повсеместном) развитии гранитного слоя, как в Горном Алтае, либо о локальности гранитных тел, как в Кузнецком Алатау.

Составляющие гравитационного поля, относимые к поверхности базальтового слоя и подошве земной коры, выделены путем расчетов глубин по аномалиям до поверхности базальтового слоя и подошвы коры в зонах разломов, где оказывалось возможным использование метода интерпретации аномалий от сложного усту-

па. Таких точек на профилях мало: одна - для подошвы коры в восточной части Чарышско-Теректинского глубинного разлома и шесть - для кровли базальтового слоя, причем пять из них - в Кузнецко-Горношорском районе, а шестая - в зоне Чокракского разлома в Горном Алтае. Полученное значение глубины подошвы земной коры в зоне Чарышско-Теректинского разлома (где она погружается от 44 до 48 км) не противоречит имеющимся сейсмологическим определениям [21], и было использовано в качестве опорного. В Кузнецко-Горношорском районе за исходную принята мощность земной коры в Новокузнецке по данным ГСЗ, равная 38 км.

Подробная характеристика строения земной коры района исследований дается в другой статье сборника. Здесь же рассмотрим только ее особенности в зонах глубинных разломов, главным образом Кузнецко-Алтайского.

Главной особенностью структуры земной коры в зонах глубинных разломов, выявленной по гравиметрическим данным, является приуроченность к ним крупных гранитных тел - утолщений гранитного слоя, имеющих размеры от 20 до 50 км и мощность от 7 до 15 км. Такие гранитные тела наиболее отчетливо выражены в зонах Северо-Восточного, Курайского, в южной части Чокракского, в юго-восточной части Шалшальского, вдоль Бачелакской ветви Чарышско-Теректинского и на отдельных участках Кузнецкого глубинных разломов. Имеющиеся данные свидетельствуют о каледонском и герцинском возрасте гранитов в Горном Алтае и предположительно о докембрийском, салаирском и раннегерцинском - в Кузнецко-Горношорском районе.

Характерно, что приразломные гранитные тела в Горном Алтае закономерно приурочены к юго-западным крыльям разломов, тогда как в Кузнецком Алатау и Горной Шории (см. рис. 4) они сравнительно свободно размещены относительно Кузнецкого и других разломов, в частности Балыксинского.

Гранитные тела, как это видно на рис. 4, имеют несколько уплощенную форму с наклоном боковых границ, как правило, в сторону гранитного тела. Приуроченность северо-восточных боковых границ гранитных тел непосредственно к разломам позволила определить направление и угол падения этой границы и рассматривать ее как характеристику положения сместителя разлома. В таблице приведены результаты определения геометрических характеристик Курайского и Чокракского разломов по аномалиям силы тяжести.

Таким образом, средняя амплитуда по подошве гранитов составляет 8-9 км, средний угол наклона приразломной границы гранитного тела 62° . Хорошая сходимость результатов определения угла наклона различными методами и по различным пересечениям южной части зоны Кузнецко-Алтайского глубинного разлома, если учесть возможности использованных способов определения и малую величину гравитационного эффекта наклонности границы, видимо, должна рассматриваться как случайное совпадение. Точность определения угла не превышает, вероятно, $\pm 10^{\circ}$.

Амплитуда изменения глубины подошвы гранитов в зоне разлома не может быть отождествлена с амплитудой перемещения по разлому. Можно лишь предполагать, что полученная величина смещения подошвы гранитов, направление и угол падения "сместителя" характеризуют в какой-то мере подвижки по разлому, происходившие в эпоху формирования гранитных тел. Возможно, при этом преобладало горизонтальное растяжение, с чем и связана форма подошвы гранитного слоя, отвечающая форме сместителя крутонаклонного

Разлом, место определения	H_1	H_2	ΔH	φ_u	φ_v	φ_f	φ_{cp}
	км			град			
Курайский	с. Кош-Агач	11,0	7,0	61	57	59	59
	" Чаган-Узун	11,3	8,4	62	61	66	63
	" Курай I	14,1	9,8	63	-	59	61
	" Курай II	10,6	8,4	70	-	62	66
Чокракский	р. Кадрин	13,2	10,4	59	56	63	59
	с. Акташ	9,8	7,0	68	65	64	66
Среднее	3,2	11,7	8,5	64	60	62	62

H_1 , H_2 - глубина верхней и нижней поверхностей уступа, образованного гранитным телом в зоне разлома; ΔH - мощность приразломного гранитного тела, равная $H_2 - H_1$, φ - значения угла наклона (на юго-запад) приразломной границы гранитного тела, определенные по указанным выше трем методам: φ_u - методом интерполяции, φ_v - по значению аномалии в точке выхода разлома на поверхность, φ_f - по предложенному автором варианту метода характерных точек, φ_{cp} - среднее значение угла по трем способам.

нормального сброса. На разных горизонтах земной коры, как это видно и на разрезах (см. рис. 4), амплитуда перемещения существенно различается.

Мощность и горизонтальные размеры гранитных тел в зоне Кузнецкого глубинного разлома имеют примерно тот же порядок, что и в Горном Алтае (соответственно 7-14 и 15-40 км), но здесь менее распространены гранитные тела вдоль разлома, а гранитный слой вне зоны его развит локально. Отсутствие закономерной приуроченности боковых границ гранитных тел к конкретным линиям разломов в Кузнецком Алатау и Горной Шории не позволяет оценить направление и угол падения возможного сместителя Кузнецкого разлома, однако углы наклона боковых границ гранитных тел здесь имеют в среднем ту же величину ($55-75^{\circ}$), что и в Горном Алтае.

По более глубоким горизонтам земной коры в зонах разломов выявляются некоторые особенности типа ступеней или флексур. Так, отмечается довольно резкое изменение глубины подошвы коры в зоне Чарышско-Теректиянского разлома (район Уймонской впадины). К Кузнецко-Алтайскому разлому (в южной части Чокракского разлома) приурочено небольшое по амплитуде (около 3 км), но резкое увеличение с запада на восток глубины подкорового и базальтового слоев. В Кузнецком Алатау и Горной Шории с Кузнецким разломом пространственно связано погружение тех же границ на восток под горные сооружения. Амплитуда его по поверхности базальтового слоя составляет 6-7 км, а по подошве коры - около 3 км. По гравиметрическим данным нельзя однозначно определить, являются ли эти особенности глубинных границ раздела резкими уступами или они представляют собой более или менее пологие флексуры, или вообще не связаны с деформацией слоев коры. В той мере, в какой общая мощность земной коры связана с элементами новейшей структуры, ее изменения по зонам глубинных разломов можно рассматривать как следствие неоген-четвертичного этапа активизации глубинных разломов. Различные глубинные разломы и разные их участки характеризуются неодинаковой активностью в новейшее время. Новейший разлом, с которым, вероятно, связаны изменения глубины кровли и подошвы базальтового слоя, расположен в зоне Сарасинско-Кадринского глубинного разлома к западу от Чокракского, тогда как восточная граница приразломного гранитного тела связана с последним. Не отмечено существенных особенно-

стей по глубинным плотностным границам в зоне Курайского разлома, хотя новейшие перемещения по нему и имели место.

Связь общей мощности земной коры и ее изменений в зонах глубинных разломов с новейшими движениями, имеющая в значительной мере изостатический характер, а также данные о прочности горных пород на глубине позволяют предполагать, что глубинные границы в зонах разломов, вероятно, имеют вид флексур, а не резких уступов. В гравитационном поле участки неоген-четвертичной активизации глубинных разломов проявляют себя как сравнительно пологие гравитационные ступени. Такие ступени наблюдаются в зонах Саяно-Минусинского, Кузнецкого и юго-восточной части Чарышско-Теректинского разломов.

Анализ изостатических аномалий и изучение корреляционных характеристик связи их со средним рельефом в различных тектонических зонах позволяет наметить ныне активные участки глубинных разломов, которые отражаются интенсивными аномалиями типа гравитационных ступеней с повышением поля на участках продолжающихся поднятий и понижением его на опускающихся крыльях разломов. В настоящее время активным разломом является Курайский (см. рис. 4, а). По нему происходит поднятие Курайского хребта и относительное погружение Чуйской и Курайской впадин. Активны по крайней мере юго-восточная часть Шапшальского разлома, где разделяются поднятия Шапшальского хребта и относительные опускания Джулу-Кульской впадины, а также, вероятно, некоторые участки Чарышско-Теректинского (в районе Уймонской впадины) и Чокракского (в районе Телецкого озера) глубинных разломов. Возможна некоторая активизация Кузнецкого разлома в Горной Шории, но здесь она, вероятно, проявляется в иной форме. Представляется вероятным современное поднятие юго-восточной части Кузнецкой впадины и опускание горных сооружений Горной Шории. Подробно эти вопросы рассматриваются в другой статье сборника.

Таким образом, проявление глубинного разлома (в частности, Кузнецко-Алтайского) в гравитационном поле существенно зависит от степени его активности в различные эпохи тектогенеза. Участки глубинных разломов, развивавшиеся в эпоху герцинского тектогенеза, отмечаются минимумами силы тяжести, обусловленными увеличением в зоне разлома мощности гранитов, слагающих массивы, закономерно расположенные относительно разлома. Участки

новейшей активизации разломов, разделяющих достаточно крупные молодые структуры, выражаются гравитационными ступенями, связанными главным образом с формой рельефа подошвы коры и, возможно, кровли базальтового слоя. Участки современной активизации характеризуются интенсивными изостатическими аномалиями типа ступеней.

Геофизические материалы позволяют уточнить положение основных линий глубинных разломов на изученных участках. В зоне Курайского разлома максимальные градиенты гравитационных и характерные особенности магнитных аномалий (см. рис. 3, 4) соответствуют юго-западному краю полосы разрывных нарушений, представляющих собой по геологическим данным надвиги с востока на запад. К этому же краю зоны приурочен новейший разлом, совпадающий с северо-восточной границей гранитного тела и являющийся, как уже отмечалось, по-видимому, нормальным сбросом. Следовательно, основной разрыв зоны Курайского глубинного разлома располагается у юго-западного края упомянутой полосы разрывных нарушений. Чокракский разлом по геофизическим данным также целесообразно проводить не по восточной границе метаморфических образований нижнего кембрия, а по линиям нарушений, проходящим в 8-9 км юго-западнее ее, поскольку к ним приурочены максимальные градиенты силы тяжести и резкие изменения магнитного поля (см. рис. 4).

По характеру гравитационных аномалий и распределению мощности гранитного слоя предполагается существование разлома северо-восточного направления, который юго-восточнее с. Кош-Агач отходит от Курайского разлома и соединяет последний с Шапшальским разломом севернее оз. Джулу-Куль. Геофизические данные, совместно с геологическими, позволяют выделить также в качестве глубинного разлом, проходящий по восточному склону Салаира: он расположен на границе Салаирской структурно-формационной зоны с Кузнецким прогибом. Вдоль него в верхнепалеозойских отложениях развита полная линейная складчатость. К нему приурочена зона больших градиентов силы тяжести. По гравиметрическим данным в восточном его крыле устанавливается резкое увеличение мощности верхнепалеозойских отложений (до 8 км). Разлом отражается в новейшей структуре тектоническим уступом.

В ы в о д ы

1. Глубинные разломы находят отражение в различии магнитного поля в разделяемых ими тектонических зонах, в распределении по площади, величине, форме, амплитуде и простирании локальных аномалий, в среднем уровне магнитного поля. Ряд глубинных разломов характеризуется, кроме того, линейными магнитными максимумами вдоль поднятых крыльев разломов, связываемыми с фазой развития гипербазитовых интрузий (это особенно характерно для разломов Курайского, Чокракского, Саяно-Минусинского, Шапшальского). Степень проявления глубинных разломов в магнитных аномалиях определяется главным образом различием внутренней структуры разделяемых разломами тектонических зон.

2. Главной особенностью структуры земной коры в зонах глубинных разломов является наличие крупных гранитных тел по 20-50 км в поперечнике, мощностью до 7-15 км. Для территории Горного Алтая характерна закономерная приуроченность их к юго-западным крыльям разломов. В Кузнецком Алатау и Горной Шории эти закономерности не выдерживаются. Формирование гранитных тел на Алтае связывается, в частности, с герцинским, а в Кузнецко-Горношорском районе - с каледонским и раннегерцинским этапами развития глубинных разломов.

3. Судя по характеру подошвы и боковой грани гранитных тел, разломы имеют форму нормальных сбросов. Амплитуда смещения подошвы гранитного тела по Курайскому и Чокракскому разломам составляет в среднем 8-9 км, угол наклона плоскости смещения на юго-запад - 60-65°. В зоне Кузнецкого разлома гранитные тела более локализованы. Их мощность, размеры и углы наклона боковых границ в среднем такие же, как в Горном Алтае.

4. В зонах разломов выявляются флексуры по кровле базальтового слоя и подошве коры с погружением этих поверхностей в сторону новейших поднятий. Образование флексур по подошве коры связывается главным образом с этапом неоген-четвертичной активизации глубинных разломов.

5. Участки современной активности глубинных разломов (Курайского, Шапшальского) отличаются интенсивными изостатическими аномалиями.

Полученные результаты позволяют уточнить критерии выделения разломов в закрытых (платформенных) областях по гравиметрическим данным. Одним из важных признаков разломов следует считать линейные отрицательные аномалии силы тяжести, обусловленные приразломными гранитными телами. Этот признак может быть использован при выделении разломов, не проявляющихся значительно в структуре поверхности фундамента платформенных областей.

Л и т е р а т у р а

1. А н д р е е в Б.А. Геофизические методы в региональной структурной геологии. Изд. II, доп. "Недра", 1965.
2. Б е л о у с о в В.В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
3. В а щ и л о в Ю.Я. К вопросу о глубинных разломах и их геологических признаках. - Сб. "Геофизические исследования", вып. II. М., Изд. МГУ, 1966.
4. Ж а л к о в с к и й Н.Д. Некоторые результаты исследований сейсмичности Алтае-Саянской горной области. - Сб. "Региональные геофизические исследования в Сибири". Новосибирск, "Наука", 1967.
5. К р ы л о в С.В., С у р к о в В.С., М и ш е н ь к и н а З.Р. Строение земной коры в южной части Западно-Сибирской низменности. - Геол. и геофиз., 1965, № I.
6. К у з ь и ц о в В.А. Основные этапы геотектонического развития юга Алтае-Саянской горной области. Тр. Горногеол. ин-та ЗСФАН, 1952, вып. I2.
7. К у з ь и ц о в В.А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая. Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1963, вып. I3.
8. К у з ь и ц о в Ю.А. Главные типы магматических формаций. "Недра", 1964.
9. М е л ь щ е н к о В.С. и др. Основные черты тектоники Саяно-Алтайской складчатой области. Матер. ВСЕГЕИ, нов. серия, 1960, вып. 32.
10. М о и с е е н к о Ф.С. Об одном способе разложения аномального гравитационного поля. - "Вопр. рудн. геофиз.", № 2, Госгеолтехиздат, 1961.

11. Н е х о р о ш е в В.П. Тектоника Алтая. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, 1966, т. 139.
12. П а в л о в Ю.А. О применении метода касательных для интерпретации кривых Δg над вертикальным уступом. - Геол. и геофиз., 1962, № 12.
13. П е й в е А.В. Разломы и тектонические движения. Геотектоника, 1967, № 5.
14. П е й в е А.В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. - Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 5.
15. П е й в е А.В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. - Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 1.
16. П и н у с Г.В., К о л е с н и к Ю.Н. Альпийские гипербазиты юга Сибири. Новосибирск, "Наука", 1966.
17. Ф о т и а д и Э.Э., К а р а т а е в Г.И., М о и с е е н к о Ф.С. Некоторые региональные особенности глубинного строения земной коры территории СССР в свете геофизических данных. - Геол. и геофиз., 1965, № 10.
18. Ф о т и а д и Э.Э. и др. Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск, "Наука", 1967.
19. Х а и н В.Е. Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры (исторический обзор). - Изв. вузов. Геол. и разв., 1963, № 3.
20. Х а и н В.Е. Общая геотектоника. "Недра", 1964.
21. Ц и б у л ь ч и к Г.М. О годографах сейсмических волн и строении земной коры Алтае-Саянской области. - Сб. "Региональные геофизические исследования в Сибири". Новосибирск, "Наука", 1967.
22. Ш в а н к О.А. Определение характера геологического сброса по гравиметрическим данным. "Разв. и пром. геофиз.", вып. 36. Госгеолтехиздат, 1960.
23. Ю н ь к о в А.А., А ф а н а с ь е в Н.Л., Ф е д о р о в а Н.А. Интерпретация аномалий над контактами и сбросами. Госгеолтехиздат, 1961.
24. Я р о ш А.Я. Определение глубины нижней плоскости уступа по гравиметрическим данным. Тр. Свердл. Горн. ин-та, 1963, вып. 44.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ СТАТИСТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК СЛОВЕЗ ЗЕМНОЙ КОРЫ

(Н.П. Е с и к о в, Ф.С. М о и с е е н к о)

Земная кора является продуктом весьма сложных эндогенных и экзогенных процессов [8-10 и др.], в результате которых распределение вещества испытывает неоднократные изменения. Главные особенности распределения масс в земной коре оказываются часто сильно затушеванными и далеко не очевидными. Для выяснения описания и определения характера этих особенностей естественно использовать статистические методы обработки данных о глубинном строении земной коры. Попыткой такого рода и является настоящая статья.

Статистические характеристики

Значение мощности того или иного слоя в каждой точке изученной территории конкретно и обусловлено тем комплексом естественных условий, который благоприятствовал появлению именно такой мощности слоя. Множественность определяющих мощность слоя причин позволяет рассматривать ее значения как случайную величину, наиболее полной и всесторонней характеристикой которой является, как известно, ее закон распределения [4]. Эта величина будет полностью охарактеризована, если точно указано, какой веро-

ятностью P обладает каждое событие: $M = m_1 ; M = m_2 , \dots , M = M_k$, где M — мощность слоя как случайная величина; m_i — ее конкретное значение. Мощность слоя как случайная величина непрерывна, однако она может рассматриваться в определенных, произвольно взятых интервалах и анализироваться как величина дискретная, для которой можно пользоваться рядом распределения.

Исходя из этого были рассчитаны ряды распределений мощности условно-гранитного, диоритового и базальтового слоев для тектонических зон Центрального Казахстана и Забайкалья по картографическим материалам геолого-геофизической группы лаборатории физики земной коры [9]. Интервал группирования выбран равным сечению изолиний на картах мощностей, т.е. 2 км. В табл. 1 приведены ряды распределений вероятности P по отмеченным слоям для разных зон Центрального Казахстана и Забайкалья, а в табл. 2 —

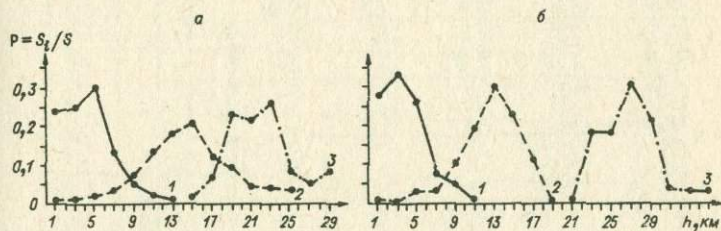


Рис. 1. Эмпирические распределения мощности слоев земной коры по Центральному Казахстану (а), по Забайкалью (б).

1 — условно-гранитный; 2 — диоритовый; 3 — базальтовый слой.

по Центральному Казахстану и Забайкалью в целом. Значение P_i подсчитывалось по формуле

$$P_i = \frac{S_i}{S} ,$$

где S_i — площадь участка зоны с мощностью m_i ; S — площадь всей зоны.

Простой просмотр таблиц дает основательное представление о глубинном строении той или иной зоны. Чтобы в сжатой форме выра-

Эмпирические распределения мощности слоев земной коры
в тектонических зонах Центрального Казахстана и Забайкалья

Зона	Слой ^X	Мощность, км														
		I	3	5	7	9	II	I3	I5	I7	I9	2I	23	25	27	29
Центральный Казахстан																
Кокчетаяская	Г	0,428	0,315	0,208	0,048											
	Д				0,029	0,086	0,202	0,287	0,394	0,002						
	Б											0,178	0,771	0,051		
Селеты-Тенизская	Г	0,322	0,289	0,356	0,033											
	Д					0,053	0,207	0,115	0,486	0,137						
	Б										0,208	0,791				
Тенизская	Г	0,047	0,280	0,543	0,106	0,025										
	Д				0,005	0,025	0,156	0,252	0,270	0,291						
	Б										0,174	0,294	0,532			
Улутая-Бетпак- далинская	Г	0,226	0,228	0,264	0,146	0,073	0,026	0,036								
	Д	0,042	0,039	0,065	0,094	0,158	0,149	0,178	0,140	0,069	0,065					
	Б										0,183	0,014	0,208	0,162	0,165	0,268
Бременьтау-Чин- гизская	Г	0,255	0,167	0,264	0,166	0,071	0,076									
	Д			0,011	0,024	0,059	0,117	0,107	0,089	0,135	0,099	0,107	0,128	0,122		
	Б									0,181	0,364	0,378	0,077			

Джунгаро-Бай-хашская	Г	0,266	0,260	0,228	0,216	0,028									
	Д					0,013	0,025	0,114	0,241	0,135	0,286	0,089	0,051	0,046	
	Б								0,013	0,086	0,218	0,191	0,341	0,151	
Атасуйская	Г	-	0,218	0,323	0,200	0,260									
	Д				0,009	0,065	0,169	0,332	0,122	0,097	0,099	0,106			
	Б										0,513	0,408	0,077		
Актогайская	Г	0,055	0,372	0,487	0,085										
	Д								0,157	0,093	0,276	0,048	0,340	0,082	
	Б								0,424	0,444	0,131				
Забайкалье															
Восточно-Забайкальская	Г	0,213	0,336	0,297	0,076	0,077									
	Д			0,030	0,016	0,119	0,195	0,283	0,210	0,144	0,002				
	Б											0,007	0,321	0,256	0,416
Яблоновая и Заинская	Г	0,399	0,346	0,195	0,037	0,023									
	Д					0,088	0,125	0,349	0,317	0,120					
	Б											0,023	0,168	0,180	0,307
Ципинская	Г	0,240	0,312	0,336	0,025	0,031	0,056								
	Д	0,037	0,008	0,029	0,125	0,061	0,265	0,281	0,093	0,082	0,019				
	Б											0,033	0,079	0,168	0,348
Витимская	Г	0,105	0,275	0,250	0,320	0,050									
	Д		0,011	0,173	0,034	0,128	0,223	0,145	0,162	0,123					
	Б											0,092	0,139	0,268	0,299

х Слои: Г - условно-гранитный, Д - диоритовый, Б - базальтовый.

хх Для Ципинской зоны $\rho=0,215$ при мощности базальтового слоя 35 км.

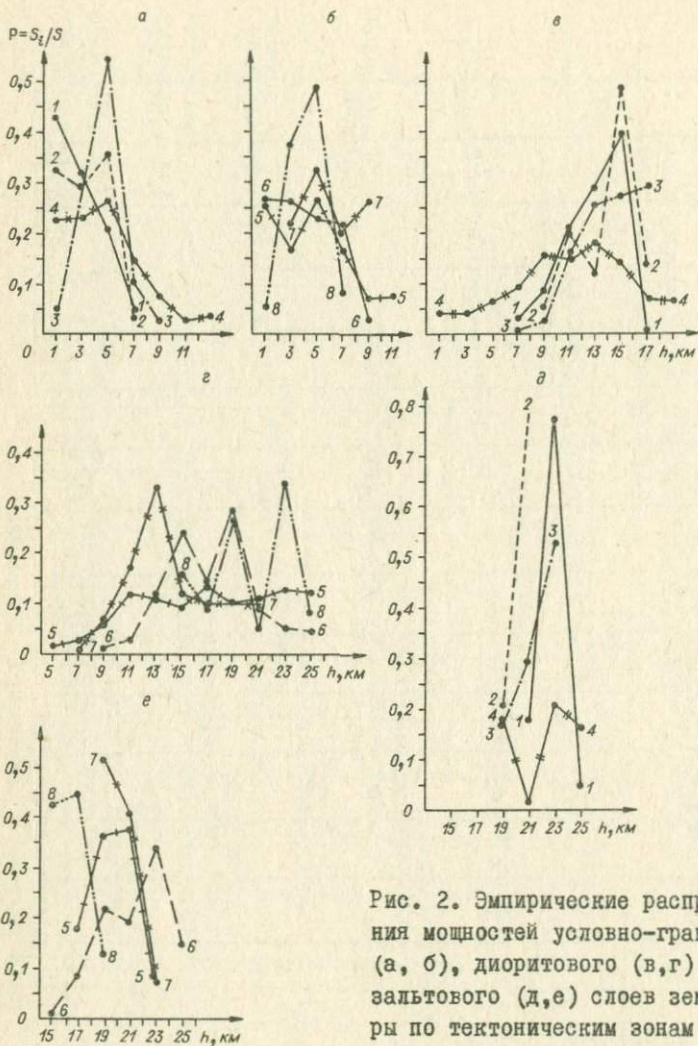


Рис. 2. Эмпирические распределения мощностей условно-гранитного (а, б), диоритового (в, г) и базальтового (д, е) слоев земной коры по тектоническим зонам Центрального Казахстана.

Зоны: 1-1 - Кокчетауская, 2-2 - Селеты-Тенизская, 3-3 - Тенизская, 4-4 - Улутау-Бетпакадалинская, 5-5 - Еременьтау-Чингизская, 6-6 - Джунгаро-Балхашская, 7-7 - Атасуйская, 8-8 - Актогайская.

Таблица 2

Эмпирические распределения мощности слоев земной коры
в центральном Казахстане и Забайкалье

Регион	Слой	Мощность, км																	
		1	3	5	7	9	11	13	15	17	19	21	23	25	27	29	31	33	35
Центральный Казахстан	Г	0,239	0,248	0,302	0,132	0,050	0,021	0,009											
	Д	0,011	0,010	0,020	0,035	0,076	0,132	0,182	0,207	0,120	0,090	0,040	0,042	0,034					
	Б								0,015	0,064	0,229	0,215	0,261	0,082	0,051	0,083			
Забай- калье	Г	0,275	0,331	0,261	0,076	0,048	0,008												
	Д	0,007	0,002	0,032	0,032	0,100	0,189	0,299	0,226	0,108	0,004								
	Б											0,011	0,185	0,183	0,310	0,213	0,037	0,031	0,029

зить наиболее существенные особенности и черты распределений, рассмотрим некоторые наиболее часто встречающиеся числовые характеристики: математическое ожидание (среднее значение), стандарт, асимметрию, эксцесс и коэффициент вариации. Картина была бы, конечно, более полной, если установить аналитический вид распределения, т.е. найти уравнение кривой распределения. Эта задача нами не рассматривается ввиду весьма сложного характера распределений (рис. 1-3).

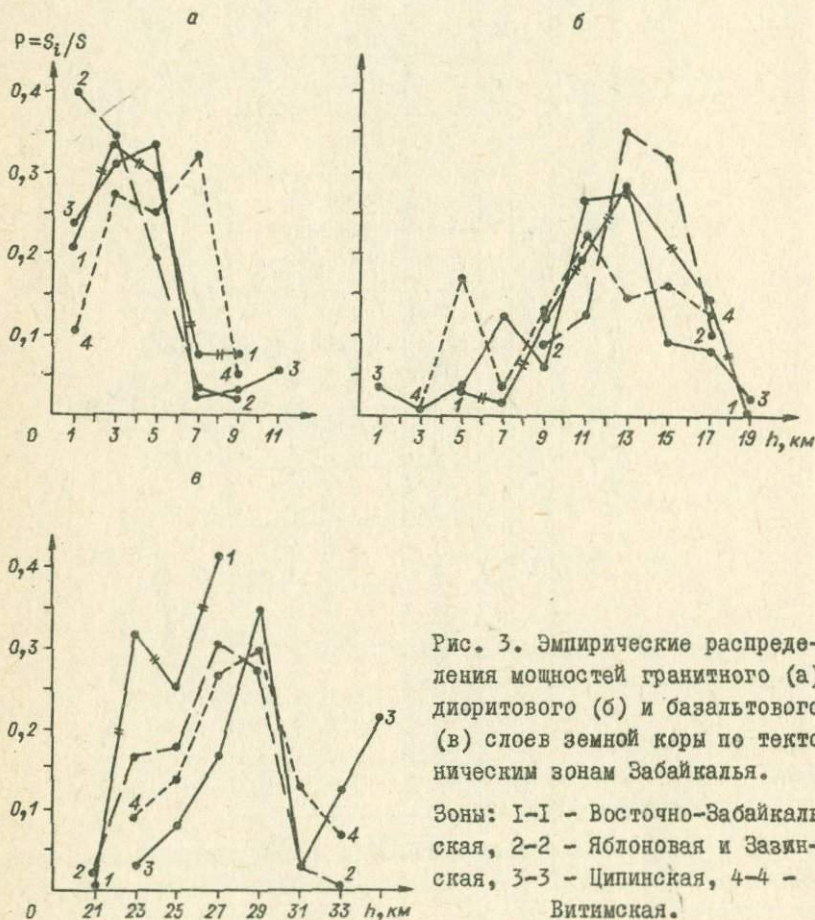


Рис. 3. Эмпирические распределения мощностей гранитного (а), диоритового (б) и базальтового (в) слоев земной коры по тектоническим зонам Забайкалья.

Зоны: 1-1 - Восточно-Забайкальская, 2-2 - Яблоновская и Зазинская, 3-3 - Ципинская, 4-4 - Витимская.

Для анализа числовых характеристик распределений слоев по конкретным тектоническим зонам рассмотрим физический смысл этих характеристик, каждая из которых выражает определенное конкретное свойство распределения мощности того или иного слоя.

Среднее значение (математическое ожидание), вычисляемое как $\bar{m} = \sum_{i=1}^n m_i p_i$, представляет собой мощность плоскопараллельной пластины, масса которой равна массе рассматриваемого слоя.

Дисперсия, а следовательно, и стандарт характеризуют рассеивание, разбросанность значений мощности слоя около его среднего значения \bar{m} .

Среднее значение \bar{m} и стандарт σ являются наиболее важными чертами распределений, но для более подробного описания рассчитаны также значения моментов третьего и четвертого порядков, асимметрия A_s и эксцесс E_x по формулам:

$$A_s = \frac{\sum_{i=1}^n (m_i - \bar{m})^3 p_i}{\sigma^3}, \quad E_x = \frac{\sum_{i=1}^n (m_i - \bar{m})^4 p_i}{\sigma^4} - 3.$$

Стандарт служит основным понятием разнообразия в том случае, если сравниваются одинаковые признаки, причем с небольшим различием средних. В нашем случае мощности условно-гранитного, диоритового и базальтового слоев значительно отличаются друг от друга, и поэтому σ не может служить критерием при сравнении разнообразия этих слоев. В связи с этим в табл. 3 приведены значения коэффициента вариации V , рассчитанного по формуле

$V = \frac{\sigma}{\bar{m}} \cdot 100\%$ и показывающего, какую долю от средней мощности составляет среднеквадратическое отклонение. Благодаря отвлеченности, коэффициент вариации служит удобным критерием для сравнения степени разнообразия (разбросанности) различных слоев.

Как следует из табл. 3 и 4, значения статистических характеристик для различных тектонических зон существенно различны. Так, среднее значение мощности условно-гранитного слоя изменяется от 2,7 км в Кокчетауской зоне до 6,0 км в Атасуйской, мощности диоритового слоя — от 11,1 км в Улутау-Бетпақдалинской зоне до 20,1 км в Актогайской. Среднеквадратическое отклонение

Числовые характеристики
земной коры в тектонических зонах

Зона	условно-гранитный					\bar{m} , км
	\bar{m} , км	σ , км	A_s	E_x	V , %	
	Центральный					
Кокчетауская	2,7	1,9	+1,0	+0,4	71	13,0
Селеты-Тениз- ская	3,2	1,8	+0,1	-1,2	56	13,9
Тенизская	4,6	1,6	+0,1	+0,6	35	14,3
Улугтау-Бетпак- далинская	4,7	3,0	+0,9	-0,8	63	11,1
Еременьтау-Чин- гизская	4,7	3,0	+0,5	-0,7	64	17,2
Джунгаро-Бал- хашская	3,9	2,4	+0,3	-1,1	60	17,4
Атасуйская	6,0	2,2	+0,1	-1,3	37	14,4
Актогайская	4,2	1,4	-0,1	-0,2	34	20,1
Забай-						
Восточно-Забай- кальская	3,9	2,3	+0,6	-0,2	58	12,7
Яблоновая и За- винская	2,9	1,9	+0,9	+0,6	67	13,5
Ципинская	3,9	2,6	+1,1	+1,0	67	11,3
Витимская	4,9	2,0	0,0	-0,3	41	11,2

распределений мощности слоев
Центрального Казахстана и Забайкалья

Слой	диоритовый				базальтовый				
	σ , км	A_s	E_x	V , %	\bar{m} , км	σ , км	A_s	E_x	V , %
	Казахстан								
	2,2	-1,0	0,0	17	22,9	0,4	-0,7	+0,5	2
	2,2	-0,6	-0,7	16	20,7	0,4	-0,7	-1,0	2
	2,3	-0,5	-0,6	16	21,7	1,1	-0,9	-1,0	5
	4,5	-0,3	-0,4	41	24,4	3,6	0,0	-1,2	14
	5,3	-0,2	-1,1	31	19,7	1,7	0,0	-0,8	9
	3,4	+0,2	-0,2	20	21,4	2,5	-0,3	-0,8	12
	3,5	+0,5	-0,8	24	20,1	1,3	+0,7	-0,5	6
	3,2	-0,2	-1,2	16	16,4	1,2	-0,5	-1,6	7
Забайкалье									
	3,1	0,0	-0,1	24	25,2	1,7	-0,3	-1,4	7
	2,2	-0,4	-0,4	16	26,5	2,5	-0,1	-0,6	9
	3,8	-0,6	+0,5	33	27,3	4,4	+1,4	-0,5	16
	4,0	+0,4	-0,8	36	27,9	2,7	0,0	-0,5	10

мощности условно-гранитного слоя - минимальное 1,4 км (в Актогайской зоне), максимальное 3,0 км (в Улутай-Бетпақдалинский и Еременьтау-Чингизской зонах), мощности диоритового слоя соответственно 2,2 и 5,3 км и т. д. Почти все зоны характеризуются либо близкой к нулю, либо положительной асимметрией распределения масс условно-гранитного слоя и преимущественно отрицательной - диоритового. Значение асимметрии редко достигает ± 1 . Эксцесс для всех слоев в большинстве случаев отрицательный (от -0,1 до -0,6) и редко положительный (0,4-1,0). При этом знак эксцесса в одних случаях одинаков для условно-гранитного и диоритового слоев (в Ципинской зоне), в других различен (например, в Кокчетауской). Коэффициент вариации мощности условно-гранитного слоя изменяется от 34 до 71%. Он значительно меньше у диоритового (16-41%) и очень мал у базальтового (2-16%) слоев.

Соотношение средней мощности слоев

Соотношение средней мощности слоев дает представление об отношении объемов этих слоев. В Казахстане и Забайкалье выделяются три группы зон (табл. 4) с довольно близкими значениями отношений $\frac{m_{Г} + m_{Д}}{m_{Б}}$. К первой относятся все зоны Забайкалья, Кокчетауская и Улутай-Бетпақдалинская зоны Казахстана (0,65; 0,62; 0,56; 0,58; 0,68; 0,65), ко второй - Селеты-Тенизская и Тенизская (0,83 и 0,87), к третьей - три зоны Казахстана: Еременьтау-Чингизская, Джунгаро-Балхашская и Атасуйская (1,11; 1,00; 1,02). Совершенно обособленно стоит Актогайская зона со значением этого показателя 1,48.

Соотношения различных слоев земной коры друг с другом очень разнообразны. Так, условно-гранитный слой независим по своей мощности от диоритового и базальтового слоев и коры в целом (рис. 4, а, б). Мощность диоритового слоя находится в обратно пропорциональной зависимости с мощностью базальтового слоя, но не обнаруживает никакой связи с мощностью земной коры (см. рис. 4, г, д). Между мощностями базальтового слоя и земной коры выявляется прямо пропорциональная зависимость (см. рис. 4, е). Характерно, что зоны каждого региона занимают определен-

Значения отношений средних мощностей слоев земной коры
по зонам Центрального Казахстана и Забайкалья

Зона	$\frac{\bar{m}_Г}{\bar{m}_Д}$	$\frac{\bar{m}_Г}{\bar{m}_Б}$	$\frac{\bar{m}_Д}{\bar{m}_Б}$	$\frac{\bar{m}_Г}{M}$	$\frac{\bar{m}_Д}{M}$	$\frac{\bar{m}_Б}{M}$	$\frac{\bar{m}_Г + \bar{m}_Д}{\bar{m}_Б}$	$\frac{\bar{m}_Г + \bar{m}_Д}{M}$
	Центральный Казахстан							
Кокчетауская	0,21	0,12	0,57	0,07	0,34	0,59	0,68	0,41
Селеты-Тенизская	0,23	0,16	0,68	0,08	0,37	0,55	0,83	0,45
Тенизская	0,32	0,21	0,66	0,11	0,35	0,54	0,87	0,46
Улутау-Бетпақдалинская	0,42	0,19	0,46	0,12	0,28	0,60	0,65	0,40
Еременьтау-Чингизская	0,27	0,24	0,87	0,11	0,41	0,47	1,11	0,53
Джунгаро-Балхашская	0,22	0,18	0,82	0,09	0,41	0,50	1,00	0,50
Атасуйская	0,42	0,30	0,72	0,15	0,35	0,50	1,02	0,50
Актогайская	0,21	0,26	1,22	0,10	0,49	0,41	1,48	0,59
Забайкалье								
Восточно-Забайкальская	0,30	0,15	0,50	0,09	0,30	0,61	0,65	0,40
Яблоновая и Зазинская	0,21	0,11	0,51	0,07	0,31	0,62	0,62	0,38
Ципинская	0,35	0,14	0,41	0,09	0,27	0,64	0,56	0,36
Витимская	0,44	0,17	0,40	0,11	0,25	0,64	0,58	0,36

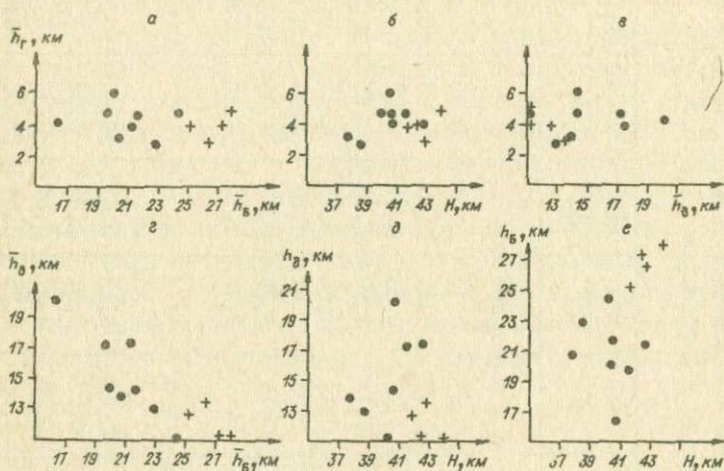


Рис. 4. Графики статистической связи мощностей слоев земной коры.

1 - для зон Центрального Казахстана, 2 - для зон Забайкалья; а) условно-гранитного с базальтовым; б) условно-гранитного с мощностью коры; в) условно-гранитного с диоритовым; г) диоритового с базальтовым; д) диоритового с мощностью коры; е) базальтового с мощностью коры.

ное положение на приведенных графиках зависимостей. В этом отношении представляет интерес распределение точек на графике m_r, m_d (см. рис. 4, в). По точкам, относящимся к зонам Прибайкалья и Забайкалья, определенно вырисовывается обратная зависимость. Такого же рода зависимость намечается у части центральноказахстанских зон. Но в Центральном Казахстане как бы проявляется и наличие прямых соотношений между мощностями условно-гранитного и диоритового слоев, что уже отмечалось нами ранее [9]. Равнодействующая же полностью затушевывает эти частные и провинциальные зависимости.

Геологическое значение статистических характеристик

Связь средних значений мощностей слоев земной коры с особенностями геологического строения и развития, их геологическая зависимость достаточно подробно были рассмотрены нами ранее [7, 8].

Здесь попытаемся выяснить, какие геологические характеристики отражают стандартные отклонения (σ), асимметрия (A_S), эксцесс (E_x) и коэффициент вариации (V).

I. Стандарт (σ) мощностей условно-гранитного слоя достигает наибольших значений в Улутау-Бетпақдалинской и Еременьтау-Чингизской зонах. Несколько меньшая величина его в Джунгаро-Балхашской и Атасуйской зонах Центрального Казахстана, Ципинской, Восточно-Забайкальской и Витимской Забайкалья. Наименьшие его значения ($\sigma < 2,0$) отмечаются в Актогайской, Тенизской, Селеты-Тенизской, Кокчетауской, Яблоновой и Зазинской зонах. Первая группа зон, таким образом, характеризуется большими амплитудами изменения мощностей, вторая - меньшими. В Улутау-Бетпақдалинской и Еременьтау-Чингизской зонах основной отпечаток на распределение масс в верхней части земной коры накладывают каледонские эвгеосинклинальные структуры - по преимуществу крупные антиклинории и синклинории, ограниченные разломами. Герцинские мезо- и брахигеосинклинальные структуры здесь сказываются на распределении масс относительно слабо. Джунгаро-Балхашская зона является зоной шовной [5], охватывает ряд участков глубинных разломов, чем и предопределяется широкий диапазон изменений мощности. Атасуйская зона представляет собой антиклинальную зону герцинской мезогееосинклинали, и в ней на распределении масс сильно сказывается характер догерцинских структур.

В зонах Прибайкалья и Забайкалья породы геосинклинальных комплексов сохранились спорадически среди полей интрузивных пород, поэтому о характере геосинклинальных структур здесь судить трудно. По формациям же устанавливается, что эвгеосинклинальное развитие в Витимской зоне в среднем протерозое, а в Ципинской, возможно, лишь в кембрии сменяется мезогееосинклинальным. Нижнепалеозойские отложения в обеих зонах развиты очень слабо. Распределение масс в верхней части земной коры определя-

ется размещением интрузивных пород и останцев метаморфических толщ. Если размещение интрузивов и метаморфических пород предопределено эв- или мезогeosинклинальным развитием, то именно с ним может связываться и распределение мощностей условно-гранитного слоя. В Восточно-Забайкальской зоне ортогeosинклинальное развитие, продолжавшееся от рифея до нижнего карбона включительно, в верхнем палеозое сменилось мезогeosинклинальным, завершившимся лишь в нижнем меду. Мезогeosинклинальные комплексы занимают сравнительно небольшие площади, и естественно связывать основные черты распределения масс с более ранним эвгeosинклинальным режимом.

Зоны с малой величиной стандарта весьма различны по строению и истории гeosинклинального развития.

Актогайская зона в среднем и верхнем палеозое представляла собой мезогeosинклиналь, развившуюся на месте глубокого каледонского прогиба. Сравнительная простота герцинских складок, вероятно, обусловила относительно небольшой размах мощностей масс разной плотности.

В Тенизской зоне основной отпечаток на структуру приповерхностной части земной коры накладывает тектоника верхнепалеозойского брахигeosинклинального комплекса, сложенного в пологие складки. Селеты-Тенизская и Кокчетауская зоны завершили эвгeosинклинальное развитие до силура и в дальнейшем обладали низкой тектонической активностью. Длительная денудация (а возможно, и процессы метаморфизма снизу), вероятно, существенно понизили неравномерность распределения масс, возникшую в результате эвгeosинклинального тектогенеза. В Яблоновой и Зазинской зонах резко преобладают гранитоиды, среди которых встречаются редкие останцы метаморфических докембрийских, а в Зазинской зоне и кембрийских толщ эвгeosинклинального типа. Для Яблоновой зоны характерно весьма длительное пребывание в геоантиклинальном режиме.

В общем намечается, что величина стандарта мощности условно-гранитного слоя отражает особенности тектонического развития. Она максимальна для эвгeosинклинальных структур и зон глубинных разломов и уменьшается в зонах мезогeosинклинальных, брахигeosинклинальных, а также в областях эвгeosинклинальных

структур, подвергшихся длительной денудации, т.е. в пределах так называемых "жестких массивов", "зон ранней консолидации" и т. п.

Стандарт мощности диоритового слоя в общих чертах распределен по зонам так же, как и стандарт мощности условно-гранитного слоя. Но появляются и некоторые существенные особенности. Так, в Кокчетавской, Селеты-Тенизской, Яблоновой и Зазинской зонах он мало изменился по сравнению со стандартом мощности условно-гранитного слоя, в остальных же зонах увеличился в 1,5-2 раза, в частности, резко повысился в Актогайской зоне. Поскольку диоритовый слой охватывает глубины, на которых во всех зонах должны были бы располагаться эвгеосинклинальные комплексы, увеличение стандарта мощности диоритового слоя в большинстве зон можно связывать с тем, что на диоритовом слое уже меньше сказывается влияние распределения масс послезэвгеосинклинальных комплексов. Сохранение же низких значений стандарта в этих зонах может быть истолковано как свидетельство очень малой дифференцированности масс в дорифейских комплексах.

Стандарт мощности базальтового слоя трудно увязать с особенностями геосинклинальных структур.

2. Асимметрия (A_s) означает неравномерность развития участков с малыми и большими отклонениями от средних величин мощностей. При положительной асимметрии раздувы слоя локальны по отношению к участкам утонений. При отрицательной асимметрии, напротив, локальными являются утонения слоев. Нулевая асимметрия означает симметричное распределение масс в слое.

Положительная асимметрия наблюдается в распределении масс условно-гранитного слоя в Кокчетавской, Улутау-Бетпақдалинской, Еременьтау-Чингизской, Ципинской, Яблоновой с Зазинской и Восточно-Забайкальской зонах. Такое распределение масс должно характеризовать структуру, в которой среди глыб расположены сравнительно узкие прогибы, или структуру, в которой глыбовые формы занимают большие площади по сравнению со складчатыми.

Селеты-Тенизская, Тенизская, Джунгаро-Балхашская, Атасуйская, Актогайская и Витимская зоны характеризуются асимметрией распределения масс условно-гранитного слоя, близкой к нулю. Симметричное распределение масс наиболее вероятно для структу-

ры, основные черты которой определяются полной, непрерывной складчатостью или равномерно-глыбовой тектоникой.

Характерно, что зоны с отрицательной асимметрией практически отсутствуют, т.е. распределение масс, при котором широкие блоки с малопеременной мощностью разделялись бы узкими резкими утонениями, не наблюдается.

Итак, асимметрия распределения масс условно-гранитного слоя отражает характер распределения их и, вероятно, определяется первичной морфологией тектонических форм.

Для диоритового слоя характерна отрицательная асимметрия, т.е. в большинстве зон утонения локальны по сравнению с утолщениями. Это обусловлено обратной зависимостью мощностей условно-гранитного и диоритового слоев в локальных особенностях, часто обусловленной инверсионным характером структур. Атафуйская и Витимская зоны представляют собой исключение: в них устанавливается положительная асимметрия, означающая локальность утолщений и преобладание глыбовых форм.

В Улутай-Бетпакдалинской, Еременьтау-Чингизской, Джунгаре-Балхашской, Актогайской зонах асимметрия распределения масс диоритового слоя очень мала, а в Восточно-Забайкальской равна нулю. Это можно объяснить тем, что распределение масс диоритового слоя в названных зонах обусловлено преимущественно структурой эвгеосинклинальных комплексов. Влияние на него глыбовых форм более поздних мезо- и брахигеосинклинальных структур здесь почти не проявляется.

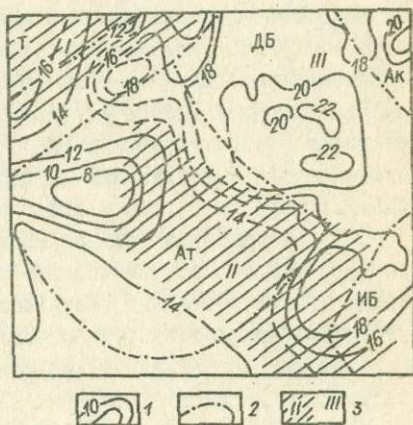
Значения асимметрии распределения масс базальтового слоя носят, видимо, случайный характер, поскольку неоднородности в слое значительно крупнее самих тектонических зон. Поэтому найденные величины асимметрии, вероятно, нельзя объяснять особенностями геосинклинальных структур.

3. Эксцесс (E_x) положительного знака означает преимущественное появление мощностей слоя, близких по значению к средней мощности, а отрицательного знака указывает на преимущественное наличие в зоне крайних мощностей. В общем эксцесс дает представление о характере изменения мощности слоев. Небольшим эксцессом условно-гранитного слоя характеризуется Актогайская, Восточно-Забайкальская и Витимская зоны.

Положительный эксцесс наблюдается в Тенизской, Кокчетауской, Ципинской и Яблоновой + Заинской зонах, в которых господствует некоторый узкий диапазон мощностей. В Атасуйской, Джунгаро-Балхашской, Селеты, Тенизской, Улутау-Бетпақдалинской и Еременьтау-Чингизской зонах эксцесс отрицательный, и условно-гранитный слой распределен менее закономерно. Таким образом, отрицательный эксцесс отличает зоны, или испытавшие существенную перестройку плана строения в процессе геосинклинального развития [3, 6 и др.], или характеризующиеся резким различием в морфологии разновозрастных структур. Исключение составляет Тенизская зона, в которой, несмотря на резкое различие плана строения каледонид и герцинид, наблюдается даже положительный эксцесс. Это исключение находит объяснение в том, что распределение масс герцинидами подавило соответствующий эффект каледонид. Эксцесс распределения масс диоритового слоя повсеместно, за исключением Ципинской зоны, где он положительный, и Кокчетауской, где он равен нулю, отрицателен. Особенно значителен он в Еременьтау-Чингизской, Актогайской, Атасуйской и Витимской зонах. Чтобы выяснить причины нарушения закономерного распределения масс диоритового слоя, рассмотрим

Рис. 5. Схема мощности диоритового слоя и тектонической зональности на юго-востоке Центрального Казахстана.

I - линии равных мощностей диоритового слоя; 2 - контуры герцинических тектонических зон; 3 - границы каледонских тектонических зон. Тектонические зоны герцинические: Ат - Атасуйская, Ак - Актогайская, ДБ - Джунгаро-Балхашская, Т - Тенизская, ИБ - Илийско-Балхашская; каледонские: I - Тектурмасское поднятие, II - Моинтинская глыба, III - Жаман-Сарысу́йский прогиб.



соотношение мощностей этого слоя с тектоническими зонами в юго-восточной части Центрального Казахстана (рис. 5). Замечается отсутствие корреляции между распределением масс диоритового слоя и герцинскими тектоническими зонами. Увеличением мощности слой выделяется область герцинид в целом. Но даже эта общая закономерность нарушается резким утонением слоя в Атасуйской зоне и прилежащих частях Джунгаро-Балхашской и Илийско-Балхашской зон. Это утонение приходится на малоподвижную в верхнем докембрии, ордовике и силуре каледонскую Моинтинскую глыбу. Увеличенные же мощности диоритового слоя приурочены к каледонскому Жаман-Сарысуискому прогибу и его возможному восточному продолжению, погребенному под средне- и верхнепалеозойскими отложениями. Утонение слоя к северу от области герцинид совпадает с районом каледонского поднятия. Из этого следует, что массы диоритового слоя в своем распределении закономерно коррелируются с каледонской структурой и не согласуются с герцинской тектонической зональностью. Таким образом, эксцесс в какой-то мере отражает характер соотношений главных структурных ярусов. В частности, отрицательный эксцесс подчеркивает различие в плане их строения.

Эксцесс распределения масс базальтового слоя повсеместно, кроме Кокчетауской зоны, отрицательный и притом значительный по величине. Это находится в полном согласии с тем, что зональность в базальтовом слое не совпадает с герцинской тектонической зональностью. Заметим, однако, что распределение масс базальтового слоя хорошо коррелируется с амплитудой новейших поднятий. Положительный эксцесс в Кокчетауской зоне может рассматриваться как указание на отражение этой зоны в мощности базальтового слоя, что и наблюдается в действительности.

Из изложенного следует весьма важные свойства эксцесса распределения масс. Во-первых, по знаку и величине эксцесса можно судить о степени соответствия распределения масс слоев тектонической зональности определенного возраста. Во-вторых, по эксцессу можно видеть, находит данная геосинклиальная структура отражение в том или ином слое или нет. В-третьих, эксцесс может помочь в выявлении зональности погребенных древних структур. В-четвертых, намечается возможность тектониче-

ского районирования путем нахождения зон положительного или нулевого эксцесса.

4. Коэффициент вариации (V) характеризует степень изменения стандарта мощности относительно ее среднего значения. Коэффициент вариации мощности условно-гранитного слоя наиболее велик в Кокчетауской, Улутау-Бетпақдалинской, Яблоново-Зазинской и Ципинской зонах, т. е. в зонах эвгеосинклинальных. Значителен он также в Джунгаро-Балхашской, Селеты-Тенизской и Восточно-Забайкальской зонах. Низкими значениями коэффициента вариации характеризуются Актогайская, Атасуйская, Тенизская и Витимская зоны. Таким образом, коэффициент вариации мощности условно-гранитного слоя имеет наибольшие величины в зонах отчетливо проявленных эвгеосинклинальных структур и шовных зонах, а наименьшие - в зонах мезо- и брахигеосинклинальных структур. Через него косвенно отражается степень дифференцированности масс слоя и обусловивших ее тектонических форм.

Коэффициент вариации мощности диоритового слоя в 2-3 раза ниже его значений для условно-гранитного слоя. Наиболее значителен он в Улутау-Бетпақдалинской, Еременьтау-Чингизской, Ципинской и Витимской зонах и несколько ниже - в Джунгаро-Балхашской, Атасуйской и Восточно-Забайкальской зонах. Мал коэффициент вариации в Кокчетауской, Селеты-Тенизской, Тенизской, Актогайской и Яблоново-Зазинской зонах. В общем он больше в зонах эвгеосинклинальных структур и меньше - в мезогеосинклинальных, брахигеосинклинальных и в областях длительных устойчивых поднятий.

Коэффициент вариации мощности базальтового слоя не имеет смысла увязывать с геологическими особенностями, поскольку тектонические зоны очень малы по сравнению с неоднородностями этого слоя.

Не вдаваясь в подробный анализ величин соотношений слоев (см. табл. 5), обратим внимание лишь на отношение надбазальтовой части земной коры к базальтовому слою. Наименьшие его значения (от 0,56 до 0,68) отмечаются в Кокчетауской, Улутау-Бетпақдалинской зонах Центрального Казахстана и во всех зонах Прибайкалья и Забайкалья. Несколько выше он в Селеты-Тенизской и Тенизской зонах. Максимальные величины этого отношения, большие единицы, наблюдаются в Еременьтау-Чингизской, Джунгаро-Бал-

кашской, Атасуйской и особенно в Актогайской зонах. Таким образом, намечается, что надбазальтовая часть коры меньше базальтовой в зонах докембрийской, салаирской и каледонской эвгеосинклинальной складчатости и в зоне герцинской эвгеосинклинали второго рода, а больше — в зонах герцинских мезогеосинклиналей. Исключение составляет Еременьтау—Чингизская зона, в которой основным отпечатком на характер структуры наложил каледонский тектогенез. Исключение это оказывается вполне закономерным, так как зона на герцинском этапе развития сохраняла столь высокую подвижность, что многими авторами относится к числу герцинских [1, 2, 13, 14 и др.]. Мощность надбазальтовой части коры, как и отмечал В.В. Федынский [12], проявляет прямую зависимость от тектонической активности.

В ы в о д ы

Статистические характеристики слоев земной коры отражают особенности распределения масс в этих слоях, которые, как выясняется, коррелируются с особенностями строения и развития тектонической структуры. Будучи объективными показателями, они позволяют подойти с числом и мерой к оценке многих геологических явлений, их взаимосвязей. Так, стандарт мощности слоев характеризует зависимость распределения масс слоев от особенностей (типов) тектонического развития и связь определенных слоев с определенными структурными этапами. Асимметрия описывает характер распределения масс слоя, морфологию неоднородностей исходных тектонических форм. Из сопоставления асимметрии распределения масс по разным слоям может быть получен материал для суждения о том, имела ли место инверсия структурно-генетических форм. Эксцесс позволяет изучить характер соотношений главных структурных этажей, меру их сходства или различия. Коэффициент вариации отражает степень дифференцированности масс слоев, обусловленную дифференцированностью тектонической структуры.

Статистические характеристики слоев земной коры вскрывают связи глубинного строения коры со структурой ее приповерхностных зон, с особенностями геосинклинального развития, подтверж-

дают многие из тех закономерностей, которые были намечены ранее путем качественных сопоставлений [7, 8 и др.]. Они позволяют в некоторых случаях конкретно определить, какой именно геосинклинальный комплекс сыграл главную роль в распределении мощностей того или иного слоя. Можно сказать, что в дальнейшем статистические характеристики земной коры явятся средством объективного решения многих задач геотектоники, и в частности задач тектонического районирования.

Л и т е р а т у р а

1. Б о г д а н о в А.А. Тектоническая карта СССР м-ба 1:10 000 000. М., 1961.
2. Б о г д а н о в А.А. и др. Тектоническое районирование палеозойского массива Центрального Казахстана. - Вестн. МГУ, 1963, № 15.
3. Б о р у к а е в Р.А. Допадеозой и палеозой северо-востока Центрального Казахстана (Сари-Арка). М., Госгеолтехиздат, 1955.
4. В е н т ц е л ь Е.С. Теория вероятностей. М., Физматгиз, 1962.
5. М о и с е е н к о Ф.С. О зонах смятия в Центральном Казахстане. - Сб. "Геология Средней Азии". Л., Изд-во ЛГУ, 1961.
6. М о и с е е н к о Ф.С. К вопросу о соотношении разновозрастных структур в Центральном Казахстане. - Вестн. ЛГУ, 1961, № 24.
7. М о и с е е н к о Ф.С. Глубинное строение земной коры и его связь с геологическим развитием на примере юго-востока Центрального Казахстана. - Геол. и геофиз., 1964, № 10.
8. М о и с е е н к о Ф.С. Строение и развитие земной коры восточного горного обрамления Сибири. (Автореф. докт. дисс.). Л., 1967.
9. М о и с е е н к о Ф.С. Строение земной коры горного обрамления Сибири. - Сб. "Региональные геофизические исследования в Сибири". Новосибирск, "Наука", 1967.

10. Р у д н и к В.А. Взаимосвязь процессов гранитизации и ба-
зификации и их роль в формировании земной коры континенталь-
ного типа. - Сб. "Общие закономерности геологических явле-
ний", вып. I. Л., 1965.
11. С и н и ц ы н В.М. Роль солнечной энергии в развитии
земной коры. - Вестн. ЛГУ, серия геол. и геогр., 1964, № 6.
12. Ф е д ы н с к и й В.В. Геофизические данные о строении и
развитии земной коры. - Сб. "Геологические результаты при-
кладной геохимии и геофизики". Докл. сов. геологов на XXI
сессии МГК. М., Госгеолтехиздат, 1960.
13. Ш а т с к и й Н.С. Тектоническая карта СССР м-ба
1:5 000 000. М., Госгеолтехиздат, 1956.
14. Щ е р б а Г.Н. Некоторые данные о металлогении Централь-
ного Казахстана в связи с составлением частной карты прогно-
за. - Изв. АН КазССР, серия геол., 1956, вып. 23.

ИЗОСТАЗИЯ
НЕОТЕКТОНИКА
И СЕЙСМОГЕОЛОГИЯ

2

ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ВЫЧИСЛЕНИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИСТОЛКОВАНИЯ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ ГРААФ-ХАНТЕРА

(А.В. Л а д ы н и н)

Редукционная проблема в разведочной гравиметрии

Проблема редукции силы тяжести возникла в геодезической гравиметрии в связи с тем, что условия теории Стокса требовали знания силы тяжести на поверхности геоида и отсутствия притягивающих масс вне этой поверхности [35, 36, 49]. Поэтому редукционная проблема, естественно, имеет две стороны: приведение силы тяжести к поверхности геоида и регуляризацию Земли, состоящую в удалении масс топографии, переносе их внутрь геоида или конденсации их на его поверхности (в зависимости от вида редукции). Определенные виды редукции получили интерпретацию, необходимую для использования аномалий силы тяжести в интеграле Стокса: посредством редукции Фая, например, сила тяжести приводилась к уровню геоида, а топографические массы конденсировались в бесконечно тонкий слой переменной плотности $\mu = \sigma_0 h$ на уровне геоида. Для того чтобы такое истолкование регуляризации было допустимым, вводилась поправка за рельеф, позволявшая считать топографию в каждой точке плоским слоем. Редукция Буге интерпретировалась как приведение силы тяжести к уровню геоида и удаление

нормальных масс топографии в форме плоского слоя. В обоих случаях приходилось допускать, что аномальные массы погружаются относительно каждой точки наблюдения на глубину, равную высоте данной точки над геоидом. Искусственность этого допущения очевидна; очевидно также, что необходимость в нем вызвана операцией приведения силы тяжести к уровню геоида, выполнявшейся без учета изменений вертикального градиента силы тяжести в интервале между геоидом и физической поверхностью Земли. Указанное допущение в гораздо меньшей степени существенно для теории фигуры Земли, чем для разведочной гравиметрии, для которой эти аномальные массы являются объектом изучения. До сих пор в литературе находит отражение эта традиционная интерпретация смысла редукции силы тяжести [15, 34], хотя на ошибочность ее неоднократно обращал внимание Е.Н. Лястих [29, 30].

Работами М.С. Молодецкого [36], а также Леваллуа и Грааф-Хантера [47, 50] доказана возможность решения основной геодезической задачи гравиметрии для физической поверхности Земли без обязательной регуляризации Земли в указанном выше смысле (или для модели Земли с рельефом, сглаженным таким образом, чтобы отсутствовали углы наклона поверхности более 1°), а также без приведения силы тяжести на уровень геоида. Более того, показано, что и интеграл Стокса требует "поверхностных" аномалий силы тяжести, т. е. аномалий, относящихся к точкам физической поверхности Земли [47]. В этой связи редукционная проблема приобретает новые оттенки и в геодезической гравиметрии.

Е.Н. Лястих показал [29, 30], что операция вычисления, например, аномалий Буге допускает различные интерпретации смысла редукции: 1) $\Delta g_B = (g_N + 0,3086 H - 2\pi f \sigma_0 H + \Delta g_p) - \gamma_0$ как приведение силы тяжести на уровень геоида, удаление внешних масс в форме плоского слоя и получение аномалий силы тяжести в точках, относящихся к поверхности геоида, и 2) $\Delta g_B = g_N - (\gamma_0 - 0,3086 H + 2\pi f \sigma_0 H - \Delta g_p)$ как вычисление нормального значения силы тяжести в точке наблюдения с реконструкцией "нормальных" масс топографии в этой точке, затем удаление всех нормальных масс и получение аномалий в точках наблюдения (на физической поверхности Земли).

Как видим, вторая интерпретация, состоящая в сравнении в точках наблюдения реальной силы тяжести с гравитационным влиянием модели Земли, которая принимается в качестве нормальной, является достаточно строгой, а первая интерпретация неверна принципиально, поскольку здесь в действительные значения силы тяжести вводятся поправки с фиктивными коэффициентами (нормальным значением вертикального градиента силы тяжести и стандартной плотностью промежуточного слоя). Первая трактовка допустима в том случае, когда задачи исследований с помощью гравитационных аномалий позволяют пренебрегать влиянием аномального вертикального градиента, изменениями плотности пород промежуточного слоя и неопределенностью положения аномальных масс. Сказанное приводит к выводу, что одним из существенных требований к редукции силы тяжести должно быть требование смысловой и формальной определенности модели нормальной Земли; другие требования определяются задачами исследований, от них зависит выбор модели нормальной Земли и соответствующей редукции.

При построении моделей нормальной Земли логично включать все известные притягивающие массы с тем, чтобы массы — объекты исследований — выделить по возможности в более чистом виде, т.е. возможно использование топографо-геодезических, геофизических и геологических данных, естественным требованием к которым следует считать достаточную для решения поставленных задач точность и полноту. Модели могут быть основаны на некоторых гипотезах; соответствующие им аномалии силы тяжести в этом случае содержат информацию о степени соответствия гипотез реальным условиям. Приведем некоторые примеры.

Модель нормальной Земли для редукции Фая представляет собой геоид, сила тяжести на поверхности которого равна силе тяжести на поверхности принятого сфероида и определяется соответствующей нормальной формулой, а нормальный вертикальный градиент равен градиенту сфероида на его поверхности. Аномалии Фая, следовательно, отражают суммарное влияние в точке наблюдения плотностных неоднородностей, в том числе топографических масс, а также отличие геоида от сфероида, изменение вертикального градиента и, конечно, погрешность нормальной формулы. Геодезистов в аномалиях Фая интересует влияние отличия геоида от

сфероида, геологов - плотностные неоднородности в Земле. Поскольку в аномалии полностью входит влияние рельефа поверхности Земли, редукция Фая неудобна для геологических целей; вместе с тем факт близости между собой средних значений аномалий Фая в горных, платформенных и океанических районах приводит к важному геологическому выводу о существовании изостазии [2, 6, 7 и др.] .

Модель нормальной Земли для редукции Буге отличается от модели редукции Фая тем, что она включает реконструкцию по определенной схеме (плоский слой с поправкой за рельеф или без нее) топографических масс с известной плотностью. (Плотность может быть переменной, если это требуется задачей исследования [27]). Свободные от влияния нормальных топографических масс аномалии Буге отражают глубинное строение Земли в той мере, в какой оно связано с плотностными неоднородностями. Вместе с тем, отражая те особенности структуры глубинных зон Земли, которые являются компенсацией рельефа ее поверхности, аномалии Буге имеют, таким образом, тесную корреляционную связь с рельефом [15, 16, 18] .

Модель нормальной Земли для изостатической редукции Хейфорда [8, 46, 49] представляет собой реконструкцию на геоиде земной топографии с нормальной плотностью и ее компенсации в форме слоя постоянной толщины $H_K = 113,7$ км с плотностью в каждой точке $\sigma_K = -\frac{\sigma_0 h}{H_K}$ (h - высота земной поверхности над геоидом; σ_0 - нормальная плотность масс топографии). Источниками аномалий Хейфорда являются некомпенсированные особенности рельефа, локальные плотностные неоднородности в земной коре, не связанные с изостазией, и, конечно, отклонения от изостатической гипотезы Пратта.

Следует подчеркнуть, что в приведенных примерах редукций, а также в других, где не учитывается аномальный вертикальный градиент в интервале между физической поверхностью и геоидом, аномалии силы тяжести относятся к пунктам наблюдений. Другое истолкование требует обоснования возможности пренебрежения влиянием аномального градиента в рамках решаемой задачи.

В редукционной проблеме сохраняют свое значение обе ее стороны - приведение и регуляризация. Однако в литературе иногда под термином "редукция" имеют в виду только "приведение" [1, 15], разделяя таким образом редукцию и регуляризацию. Вместе с

тем все применяемые сейчас методы редукции предусматривают в той или иной форме регуляризацию [29, 35, 38]. Более того, как было указано выше, ни в одной из этих редукций нет "приведения" как такового.

Под регуляризацией мы понимаем реконструкцию масс модели нормальной Земли и исключение их влияния из наблюдаемого гравитационного поля. Мера регуляризации определяется задачами исследований. Приведением имеет смысл называть операцию пересчета аномалий с поверхности наблюдений (физической поверхности Земли) на некоторую уровенную поверхность (или плоскость). Приведение, как видим, по определению сходно с аналитическим продолжением, и это не случайно: аналитическое продолжение является основным методом приведения [I, 3, 40]. Цель приведения в разведочной гравиметрии заключается в упрощении и увеличении возможностей интерпретации аномалий (в особенности, с использованием ЭВМ). Задачей приведения ограничивает редукционную проблему М.А. Алексидзе [I]: "известно ускорение силы тяжести на некоторой поверхности, требуется определить его значение в некоторой точке вне этой поверхности", - пишет он и сводит эту задачу к решению внутренних граничных задач. При всей ценности решения задачи приведения она не исчерпывает редукционной проблемы в целом, цели которой можно сформулировать следующим образом: максимально подавить в гравитационном поле составляющие, источники которых достаточно хорошо известны и не являются объектами исследования, упростить интерпретацию и расширить ее возможности при изучении объектов, ради которых привлекаются гравиметрические данные.

Методика вычисления аномалий Грааф-Хантера

Гравитационными аномалиями в редукции Грааф-Хантера мы называем аномалии, вычисленные в точках земной поверхности с высотами $h(r)$ следующим образом:

$$\Delta g_x(r) = g_n(r, h, \sigma) - \gamma_0(r) + \frac{2\gamma_0}{R} h(r) + \Delta g_p - 2\pi f \sigma_0 [h(r) - \bar{h}(r)],$$

где $g_n(r, h, \sigma)$ - наблюдаемые значения силы тяжести в точках с высотами $h(r)$ над уровнем моря; $g_0(r)$ - нормальные значения силы тяжести в соответствующих точках поверхности относимости; $\frac{2\gamma_0}{R} = 0,3086$ мгл/м - нормальный вертикальный градиент; Δg_p - поправка за рельеф местности; σ_0 - плотность промежуточного слоя (в пределах рельефа); $\bar{h}(r)$ - средние высоты, соответствующие пунктам наблюдений.

Аномалии Грааф-Хантера можно записать через аномалии в топографической редукции:

$$\Delta g_x(r) = \Delta g_T(r) + 2\pi f \sigma_0 \bar{h}(r).$$

Величина $2\pi f \sigma_0 \bar{h}(r)$ по смыслу и величине представляет собой поправку за компенсацию, и аномалии Грааф-Хантера можно рассматривать как изостатические [25, 47].

Этот способ редуцирования был предложен Дж. де Грааф-Хантером в 1957 г. на Генеральной Ассамблее Международного Геодезического и Геофизического Союза в Торонто [47] и назван "редукцией Модели Земли со сглаженным рельефом". Хотя это название верно отражает существо редукции, оно не вполне удобно, поскольку довольно длинно, сокращение же "редукции Модели Земли" [43, 45] нельзя признать удачным, так как любая редукция предусматривает определенную модель Земли. Видимо, целесообразно называть эту редукцию и соответствующие аномалии по традиции именем автора - редукцией и аномалиями Грааф-Хантера.

На возможность редукции силы тяжести к среднему рельефу ранее указывали Г.Р. Путнем [46] и А.А. Михайлов [35], но подробно эта система редуцирования разработана Дж. де Грааф-Хантером, им же указано на изостатический смысл этих аномалий, отмечены их отличия и преимущества перед другими видами изостатических аномалий [47, 48], что открыло реальные возможности их использования не только в геодезической, но и в разведочной гравиметрии.

Наиболее важным методическим вопросом вычисления аномалий Грааф-Хантера, определяющим как величину их, так и тот перечень гипотез, который позволяет считать эти аномалии изостатическими, является выбор параметров осреднения рельефа (радиуса осреднения и вида весовой функции).

Рельеф $h(r)$ можно представить как некоторую непрерывную и гладкую функцию $\bar{h}(r)$, осложненную короткопериодической случайной функцией $\eta(r)$:

$$h(r) = \bar{h}(r) + \eta(r) .$$

Рассмотрим статистические свойства $\eta(r)$ для конкретного рельефа западной части Алтае-Саянской горной области. Кривые распределения высот для ряда участков, приведенные на рис. I, показывают, что отклонения высот от некоторой средней величины в каждой точке близки к нормальному закону распределения. Для горных районов отмечается удовлетворительное постоянство стандартных отклонений $\eta(r)$ в пределах 250-400 м, предгорные и низкогорные районы имеют в несколько раз меньшие стандартные отклонения.

Для выделения $\bar{h}(r)$, следовательно, необходимо и достаточно осреднить рельеф в некотором радиусе R_0 :

$$\bar{h}(r) = \frac{1}{2\pi R_0} \int_0^{R_0} \int_0^{2\pi} h(r) P(r) d\varphi dr$$

или:

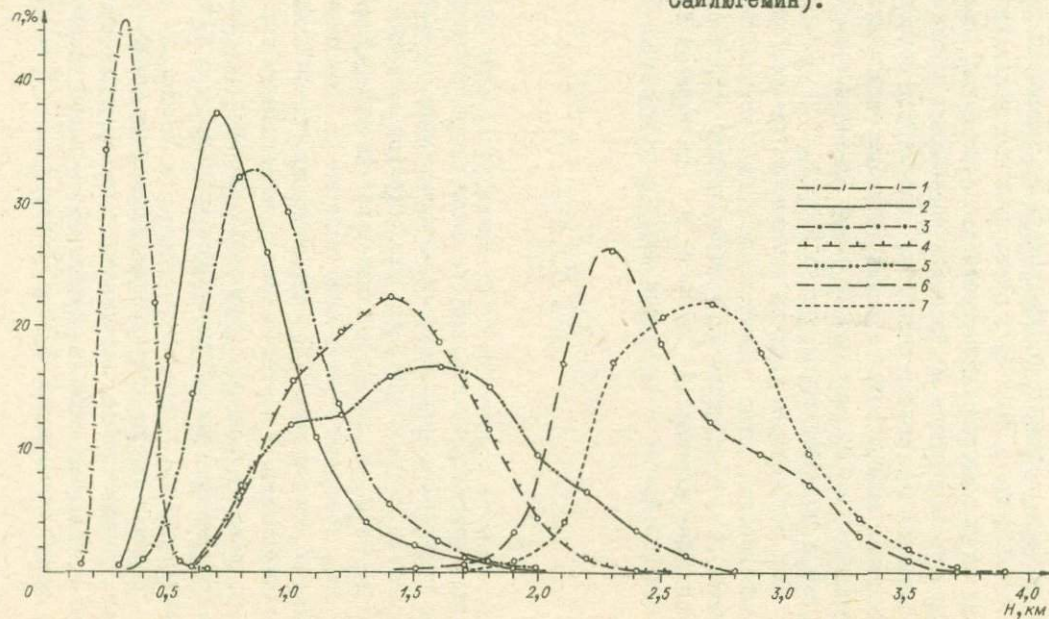
$$h(r) = \sum_{i,j=1}^n h_{i,j}(r) P_{i,j}(r) ; \quad R_0 = \frac{n \Delta r}{\sqrt{\pi}} .$$

Операция осреднения рельефа тождественна операции выделения региональной составляющей гравитационного поля, осложненно-го высокочастотными и случайными составляющими. По этому вопросу существует обширная литература [I4, 23, 34 и др.], и нет необходимости останавливаться на нем подробно.

Мы рассмотрим вопрос о выборе радиуса осреднения и о соотношении радиусов для некоторых весовых функций, поскольку известно [I4], что различные методы осреднения дают близкие результаты при соответствующем выборе радиуса.

Рис. I. Вариационные кривые высот рельефа по участкам 60 x 60 км.

Районы: 1 - Салаир (р. Уксунай), 2 - Горная Шория (г. Таштагол), 3 - Кузнецкий Алатау (р. Теренсу), 4 - Горный Алтай (с. Туэкта), 5 - Горный Алтай (р. Чуя), 6 - Горный Алтай (оз. Джуду-Куль), 7 - Горный Алтай (хр. Сайлюгемин).



В общем виде задача определения радиуса осреднения рельефа очень сложна. Если бы были основания считать хотя бы некоторые участки земной коры полностью уравновешенными, можно было бы ставить задачу определения радиуса по полученным результатам методом подбора. При этом критериями могли быть: 1) среднее значение аномалий Грааф-Хантера по некоторой площади S ; $S > \pi R_0^2$; оно должно быть равно нулю при правильном выборе радиуса (и при отсутствии погрешности нормальной формулы); 2) коэффициент корреляции и уравнение регрессии, связывающие величину аномалий со средним рельефом; коэффициент корреляции при правильном выборе радиуса должен приближаться к нулю, оставаясь положительным (за счет прямой связи аномалий с рельефом в крайних зонах крупных морфоструктур [25]).

Для определения радиуса осреднения возьмем простой теоретический пример, когда рельеф задан в виде вертикального уступа высотой h , а компенсация — материальной полуплоскостью с поверхностной плотностью $\mu = \sigma_0 h$ на глубине H . Средний рельеф при осреднении с единичным весом в интервале $-R \leq x \leq R$ будет:

$$\bar{h} = \frac{R+x}{2R} h .$$

Отсюда, приравнявая поправку за компенсацию в смысле Грааф-Хантера притяжению полуплоскости, получаем при $x = \pm H$ $R = 2H$. Эта модель дает, разумеется, лишь порядок величины радиуса. С одной стороны, она не учитывает региональности изостазии как фактора, требующего увеличения радиуса (в этом смысле неточным является утверждение [25], что аномалии Грааф-Хантера являются изостатическими в предположении региональности компенсации вне зависимости от радиуса осреднения), с другой — данная модель является предельным случаем — для трехмерных тел необходим меньший радиус.

Как и в случае локализации аномальных полей, радиус осреднения, помимо свойств осредняемых величин и заданных характеристик осредненных величин, определяется видом весовой функции. Для выбора осредняющей функции используем другие модели. Пусть

топографическая масса эквивалентна материальной точке с массой M , что можно представить как столб бесконечно малого сечения высотой h и линейной плотностью λ ($M = \lambda h$). Компенсацию представим также в виде материальной точки с массой M на глубине H . Требуется найти такую весовую функцию $P_{\text{ш}}(r)$, чтобы средние высоты $\bar{h}(r)$ были связаны с действительными высотами соотношением

$$\bar{h}(r) = \frac{1}{2\pi} \iint_S P_{\text{ш}}(r) h(r) ds,$$

а также чтобы гравитационное влияние компенсации было равно поправке Графф-Хантера (к аномалиям в топографической редукции):

$$2\pi f \sigma_0 \bar{h}(r) = f M \frac{H}{(r^2 + H^2)^{3/2}}.$$

С точностью до постоянного множителя имеем

$$P_{\text{ш}}(r) = H (r^2 + H^2)^{-3/2}. \quad (I)$$

Эта функция, как видим, представляет собой весовую функцию пересчета на высоту H .

Аналогично, для компенсации в виде горизонтального цилиндра с линейной плотностью λ и соответствующей топографии, связанной с λ соотношением $\lambda = \sigma_0 h$, получаем весовую функцию

$$P_{\text{ц}}(r) = H (r^2 + H^2)^{-1}. \quad (2)$$

С другой стороны, не задаваясь конкретной формой топографии и компенсации, а предполагая лишь земную кору до компенсирующей границы однородной и изотропной, получим, что каждый элемент нагрузки P создает на компенсирующей границе на глубине H вертикальное давление

$$P_r = P H (r^2 + H^2)^{-1/2},$$

и, следовательно, равенство гравитационных влияний топографии и компенсации достигается, если весовая функция есть

$$P_I(r) = H(r^2 + H^2)^{-1/2}, \quad (3)$$

которая была предложена ранее [25].

Рассмотрим соотношение полученных весовых функций между собой и с функцией $P_0(r) = I$ (рис. 2). Весовая функция $P_0(r)$ (вне зависимости от осредняемых величин) позволяет уменьшить радиус осреднения по сравнению с радиусами, необходимыми для

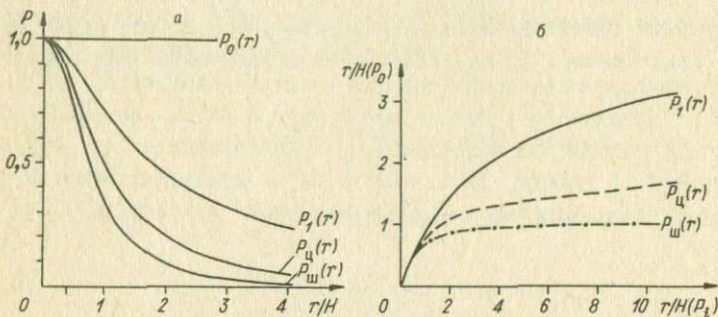


Рис. 2. а - графики весовых функций осреднения рельефа; б - графики эквивалентности весовых функций $P_I(r)$, $P_Ц(r)$, $P_Ш(r)$ весовой функции $P_0(r) = I$ (к соотношению оптимальных радиусов осреднения рельефа).

функций $P_Ш(r)$, $P_Ц(r)$ и $P_I(r)$, что важно для уменьшения объема работ по снятию высот с топографических карт. Например, осреднение с единичным весом в радиусе, равном H (глубине компенсирующей границы), эквивалентно осреднению с весовой функцией $P_Ш(r)$ в радиусе $6-10 H$, с функцией $P_Ц(r)$ - в радиусе $1,7 H$ и $P_I(r)$ - в радиусе $1,2 H$. Графики показывают также, что учет рельефа вне радиуса $4 H$ не имеет смысла, так как соответствующие весовые коэффициенты становятся малыми.

Дж. де Грааф-Хантер считает вполне достаточным размер области осреднения с весом, обратно пропорциональным r , даже

для высокогорных районов типа Гималаев принять равным 250 км; в этом случае углы наклона среднего рельефа не превышают 0,01, что вполне оправдывает применение формулы плоского сдоя для вычисления эффекта компенсации [47]. Действительно, углы наклона соответствующих компенсационных масс не превышают 0,1, т.е. $5^{\circ},5$. Это следует из соотношения: $\Delta \bar{h} \sigma_0 = \Delta H \sigma_K$, где $\Delta \bar{h}$ - превышение среднего рельефа; ΔH - изменение глубины компенсирующей границы (Мохо); σ_0 - нормальная плотность топографических масс; σ_K - плотность компенсационных масс. При $\sigma_0 = 2,67 \text{ г/см}^3$ и $\sigma_K = 0,25 \text{ г/см}^3$ [2] имеем $\Delta H = 10,5 \Delta \bar{h}$. Погрешность от вычисления эффекта компенсационных масс по формуле плоского сдоя в этом случае не превышает 2%.

Сказанное выше приводит к выводу, что осреднение рельефа с единичным весом достаточно производить в радиусе, равном средней глубине залегания поверхности Мохоровичича. Изучение зависимости изменения средних высот от радиуса осреднения (рис. 3) показывает, что изменение поправки за компенсацию не превышает 5 мгд даже при уменьшении радиуса до 0,7 Н.

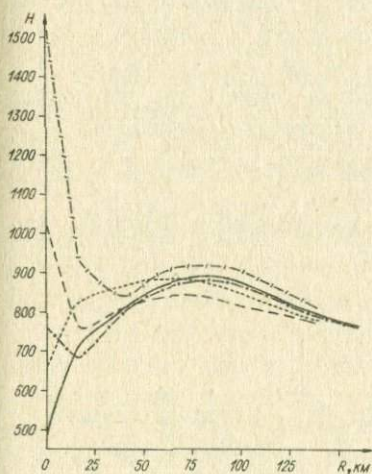


Рис. 3. Зависимость средних высот (Н) от размеров области осреднения (Кузнецкий Алатау). R - размер стороны квадрата осредняющей палетки (с единичным весом).

Учет региональности изостазии при выборе радиуса осреднения можно производить таким образом:

$$R'_0 = \sqrt{R_0^2 + R_p^2},$$

где R'_0 - радиус осреднения с учетом региональности изостазии; R_0 - то же, без учета региональности; R_p - радиус региональности изостазии, имеющей по В. Боуи [8] порядок мощности земной коры для районов юга Сибири 40-50 км [42].

При средней мощности земной коры 45 км радиус осреднения рельефа с учетом региональности изостазии может быть принят, таким образом, равным 60-80 км (размер стороны квадратной осредняющей палетки 100-140 км).

Чтобы получить поправку Грааф-Хантера с точностью δg , необходимое количество точек палетки n при стандартном отклонении высот ε_h составляет

$$n = \left(\frac{2\pi f \sigma_0 \varepsilon_h}{\delta g} \right)^2.$$

Сторона палетки l и количество точек n определяют шаг матрицы числового материала. Для детальных профилей в западной части Алтае-Саянской области принято: $l = 60$ км, $\delta g = \pm 1$ мгл, $\varepsilon_h = \pm 300$ м, отсюда $n \approx 1000$, и шаг матрицы равен 2 км; для составления карты аномалий Грааф-Хантера территории Прибайкалья и Забайкалья принято: $l = 100$ км, $\delta g = \pm 3$ мгл, $\varepsilon_h = \pm 600$ м и, следовательно, $n = 400$, шаг матрицы = 5 км.

Средние высоты на территории, прилегающей к Байкалу, исправлялись за водную массу Байкала:

$$\bar{H} = \bar{H}_0 - \frac{\sigma_0 - \sigma_в}{\sigma_0} h_{\Gamma},$$

где \bar{H}_0 - средние высоты при $h_{\Gamma} = 0$; h_{Γ}^- - средние глубины озера, вычисленные аналогично \bar{H}_0 ; $\sigma_в$ - плотность воды (1,0 г/см³); \bar{H} - средняя высота в поправке Грааф-Хантера к аномалиям Буге, вычисленным с учетом недостатка плотности в объеме озера, занятом водными массами.

Можно следующим образом сформулировать основные предположения, которые позволяют считать аномалии Грааф-Хантера изостатическими:

1. Компенсация является "плоской" в том смысле, что

$\sigma_0 \bar{h} = \sigma_k H_k$, где σ_0 и σ_k - соответственно плотность топографических и компенсационных масс; \bar{h} и H_k - средняя высота рельефа и толщина масс компенсации. Это предположение позволяет не вводить гипотез о глубине компенсации и способах ее осуществления: компенсация может достигаться либо за счет изменения плотности (схема Пратта), либо за счет изменения толщины компенсационных масс и соответствующего изменения положения некоторой плотностной границы (схема Эри), либо за счет и плотности, и толщины (схема Хейсканена); может быть не одна, а несколько плотностных границ, за счет которых достигается изостазия - все это может являться предметом интерпретации, но не имеет значения при вычислении аномалий. Это предположение позволяет, кроме того, не учитывать удаленную топографию и ее компенсацию.

2. Компенсация является региональной в том смысле, что топографические объекты с размерами в плане, меньшими области осреднения, не компенсируются независимо.

Аномалии Грааф-Хантера имеют следующие преимущества перед другими видами изостатических аномалий:

1. Простота и значительно меньший объем вычислений, возможность их значительной автоматизации и, как следствие, возможность более широкого использования изостатических аномалий при изучении тектоники горных районов.

2. Независимость способа вычислений и величины аномалий от способа осуществления изостазии, меньшее количество предположений, что вносит в аномалии меньшие искажения и позволяет получить их с большей точностью и детальностью.

3. Предположение о величине плотности промежуточного слоя имеет значение лишь в пределах рельефа, т.е. вносятся в любом случае меньшие искажения, чем, например, в аномалиях Буге. Аномалии Грааф-Хантера позволяют вполне обоснованно учитывать переменную плотность пород, слагающих рельеф [27].

Отличия и преимущества аномалий Грааф-Хантера при их использовании для геодезических целей указаны Дж. де Грааф-Ханте-

ром [47, 48], а также Дж. Бхаттачарием [43, 44]. Представляется целесообразным указать еще одно свойство аномалий Грааф-Хантера: принципы этого вида редукции могут быть использованы при обработке гравиметрических наблюдений с самолета.

Следует отметить, что Дж. Бхаттачарий предлагает при вычислении аномалий Грааф-Хантера вводить дополнительно поправку за кривизну Земли и за рельеф поверхности Модели Земли. Нам представляется это излишним, по крайней мере, в разведочной гравиметрии, поскольку обе эти поправки невелики; в приводимом Дж. Бхаттачарием примере они изменяют величину аномалии на 0,3 мгл [44].

О методике геологического истолкования аномалий Грааф-Хантера

При рассмотрении методических вопросов геологического истолкования аномалий Грааф-Хантера необходимо однозначно определить модель нормальной Земли, выделить в принципе массы, остающиеся в аномалиях, классифицировать аномалеобразующие факторы по их природе, характеру отражения в аномалиях и степени связи с рельефом, а также сформулировать принципы их разделения.

Модель нормальной Земли для аномалий Грааф-Хантера представляет собой геоид, ускорение силы тяжести на поверхности которого определяется принятой нормальной формулой, с реконструированной на поверхности \bar{H} топографией $H - \bar{H}$ с некоторой плотностью $\sigma(r)$. Это определение модели Земли, конструктивное для вычисления аномалий Грааф-Хантера, не является таковым для их геологического истолкования, поскольку оно не дает оснований классифицировать аномалеобразующие факторы. Основываясь на почти повсеместной близости (в среднем) земной коры к изостазии [4, 5, 18, 20, 21, 45, 49] и считая аномалии Грааф-Хантера изостатическими в рамках указанных выше предположений о характере компенсации, в определении модели Земли следует заменить топографию $\bar{H} - H$ на уровне \bar{H} топографией H (аналогично модели Земли для аномалий в местной топографической редукции) и компенсацией $-H_K \cdot \sigma_K = \bar{H} \cdot \sigma_0$ (рис. 4).

На основе модели нормальной Земли можно выделить массы, которые создают аномалии Грааф-Хантера. Ранее было показано

[25, 29, 33], что в аномалии Фая входят в качестве аномалеобразующих факторов все топографические массы, в аномалиях Буге исключаются топографические массы с нормальной плотностью, а в аномалиях Грааф-Хантера остаются массы между геоидом и поверхностью среднего рельефа. Аномалии Буге в связи с наличием изостазии хорошо коррелируют с рельефом \bar{H} , причем угловой коэффициент линии регрессии имеет величину, близкую к $2\pi f\sigma_0$. Аномалии Фая имеют тесную корреляционную связь с $\bar{H} - \bar{H}$. Аномалии Грааф-Хантера в значительной мере свободны как от

связи с \bar{H} , так и от связи с $\bar{H} - \bar{H}$, что, по мнению Б. Гутенберга [17], является основным требованием к редукции силы тяжести.

Сравнение изостатической редукции Грааф-Хантера с редукциями по Пратту-Хейфорду, Эри-Хейсканену и Венинг-Мейнесу [4, 39, 26] показывает, что отличие редукции Грааф-Хантера от других по величине имеет тот же порядок, что и различие указанных редукций между собой.

При интерпретации аномалий Грааф-Хантера определенное значение имеет их абсолютная величина, поэтому необходимо учитывать возможные погрешности нормальной формулы. Широко применяющаяся в СССР нормальная формула Рельмерта 1901-1909 гг. имеет, как известно, заниженную величину экваториальной постоянной, что вносит в аномалии погрешность порядка 10-12 мгл.

Аномалии Грааф-Хантера, так же как и другие изостатические аномалии, близки по величине и пространственному расположению к

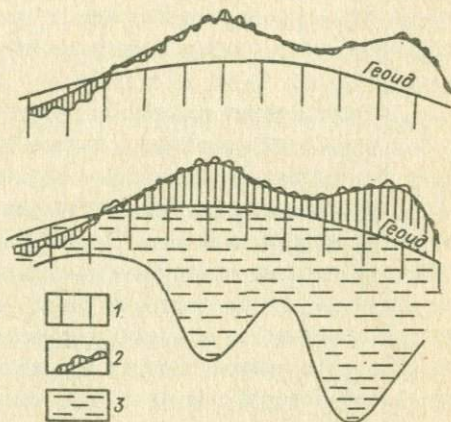


Рис. 4. Две интерпретации модели нормальной Земли для аномалий Грааф-Хантера.

1 - нормальные массы в пределах геоида, 2 - нормальные массы рельефа, 3 - условные массы компенсации.

локальным аномалиям Буге при соответствующих параметрах локализации последних. Это было показано С.В. Евсеевым [20, 21], и это понятно — в изостатических аномалиях не отражаются компенсационные массы, являющиеся источником региональных аномалий Буге.

Интерпретация аномалий Грааф-Хантера в качестве изостатических представляет свободу выбора схем изостазии и дает основание говорить не только о компенсации топографических масс, но и о компенсации крупных плотностных неоднородностей в верхних слоях земной коры — о "структурной" компенсации [11]. Что такая компенсация существует, свидетельствует почти повсеместная близость к нулю изостатических аномалий, несмотря на различия в геологическом строении. Примером является компенсация границ раздела в земной коре на территории Западной Сибири [24], в результате которой преобладающее влияние в гравитационном поле имеет состав фундамента, а подошва коры плохо коррелируется с аномалиями Буге и рельефом.

Основными причинами аномалий Грааф-Хантера являются:

1. Отсутствие полной компенсации, с чем связаны главным образом региональные аномалии, имеющие размеры в плане от нескольких десятков до сотен километров.
2. Аномальные массы относительно небольших размеров разного знака, некомпенсированные или уравновешенные только в среднем по некоторой площади и создающие в основном локальные аномалии.
3. Удаленность от поверхности наблюдения компенсационных масс по сравнению с компенсируемыми, в результате чего массы компенсации создают менее контрастные аномалии, чем топографические и плотностные неоднородности в верхних частях коры. Суммарная аномалия в этом случае имеет вид "прямого краевого эффекта" над крупными формами рельефа и геологической структуры.

Источником фиктивных аномалий Грааф-Хантера может явиться неверный выбор радиуса осреднения рельефа; эти аномалии возникают в краевых частях крупных форм рельефа и имеют прямое соответствие с рельефом при радиусе, меньшем оптимального (прямой краевой эффект [25]), и вид "обратного краевого эффекта" при радиусе, большем оптимального, причем средняя аномалия равна нулю.

Аномалии, относящиеся к разным группам, отличаются по степени региональности и по характеру связи с рельефом. Локальные аномалии второй группы не имеют принципиальной связи с рельефом, региональные аномалии первой группы имеют прямую пропорциональную зависимость от среднего рельефа, причем коэффициент пропорциональности положителен в случаях недокомпенсации и отрицателен — при перекомпенсации. Аномалии третьей группы и фиктивные аномалии за счет неверного радиуса осреднения имеют вид краевых эффектов при равенстве нулю аномалий в среднем.

На некоторых моделях показано [25], что аномалии Буге характеризуют строение земной коры, а аномалии Грааф-Хантера — особенности изостатического состояния, и если по аномалиям Буге, отвлекаясь от рельефа, нельзя судить о степени уравновешенности, то по аномалиям Грааф-Хантера также трудно судить о строении земной коры, имея в виду характер границ между отдельными слоями. Аномалии Фая безотносительно к рельефу рассматривать вообще бессмысленно.

Методика интерпретации и геологическое истолкование ее результатов для локальных аномалий Грааф-Хантера (создаваемых факторами второй группы) не имеет каких-либо отличий от приемов интерпретации аномалий Буге, поэтому рассмотрим некоторые методы интерпретации региональных аномалий Грааф-Хантера, размеры которых в плане превышают размеры области осреднения рельефа. Эти аномалии, как правило, связаны с отклонениями от изостазии и могут быть истолкованы, по соотношению со средним рельефом, либо как аномалии недокомпенсации (недостаток компенсационных масс того или иного знака по сравнению с топографическими — поднятиями или впадинами среднего рельефа), либо как аномалии перекомпенсации (избыток компенсационных масс).

По аномалиям Грааф-Хантера можно определить избыточную или недостаточную массу (нагрузку) по сравнению с условиями полной изостазии:

$$M = \frac{1}{2\pi f} \iint_S \Delta g(r, \varphi) dr d\varphi .$$

Отсюда легко определяется некомпенсированная масса на единицу площади, которая дает основу для некоторых оценок напряжений в земной коре, например, по формулам, предложенным Г. Джеффрисом [19].

1. Двухмерная гармоническая нагрузка $\sigma_{zz} = g\bar{\rho} \cos \frac{2\pi x}{L}$, где L - длина волны; $\bar{\rho}$ - поверхностная плотность (некомпенсированная масса на единицу площади), создающая максимальные касательные напряжения $\tau_{ik} = \frac{1}{e} g\bar{\rho}$ на глубине порядка $0,2 L$.

2. Нагрузка в виде бесконечного прямоугольного параллелепипеда шириной $2l$ создает максимальные скалывающие напряжения $\tau_{ik} = \frac{2}{\pi} g\bar{\rho}$ на полуокружности $x^2 + z^2 = l^2$, т.е. при $x=0$ $z=l$.

3. Нагрузка в виде двухмерной трехгранной призмы с основанием $2l$ создает максимальные касательные напряжения $\tau_{ik} = 0,256 g\bar{\rho}$ при $z \approx 0,5 l$.

Указанные оценки напряжений в земной коре представляют интерес при сопоставлении изостатических аномалий с сейсмологическими материалами в исследовании вопросов, связанных с современной тектонической активностью [13, 17, 26]. Предпосылками таких исследований является то, что нарушения изостазии и сейсмичность являются следствиями тектонических процессов, а также данные о времени восстановления изостазии, которое в зависимости от размеров компенсирующихся объектов составляет $10^3 - 10^7$ лет [5, 52]. Поскольку значительные нарушения изостазии не существуют долгое (в геологическом масштабе) время, они, как правило, связаны с относительно недавними и современными тектоническими процессами. Об этом, в частности, свидетельствуют широкое распространение в горных районах юга Сибири изостатических аномалий недокомпенсации и весьма малая роль аномалий перекompенсации [26].

Следует отметить, что аномалии недокомпенсации могут быть и при отсутствии недокомпенсации как таковой, в особенности при условии региональности изостазии. Это показано В.А. Магницким на примере двухмерной поверхностной гармонической нагрузки $\bar{\rho}_0$ и соответствующей компенсации на средней глубине H [32]. В этом случае изостатическая аномалия равна:

$$\Delta g_x = 2\pi f \bar{\rho}_0 \left(1 - e^{-\frac{2\pi H}{L}}\right) \cos \frac{2\pi x}{L},$$

и при H , близком к L , аномалия близка к аномалии при отсутствии компенсации. Не учитывая этого обстоятельства (сопоставлением размеров топографических объектов L со средней глубиной основной компенсирующей границы - подошвы коры - H), можно допустить ошибки в анализе изостатического состояния.

Одним из важных результатов интерпретации аномалий Грааф-Хантера являются сведения о направлении современных (четвертичных) движений, что также основано на факте преимущественного распространения аномалий недокомпенсации, а также на данных о прямых соотношениях аномалий силы тяжести с современными движениями [4, 12, 22, 28, 31]. В сопоставлении с неотектоникой и геологическим строением эти результаты позволяют говорить о степени унаследованности современных движений от древних и новейших, что существенно для понимания истории геологического развития [42].

Большой интерес представляет для целей геофизического изучения глубинных разломов способность аномалий Грааф-Хантера отмечать активизированные участки глубинных разломов. Такие участки отражаются в аномалиях Грааф-Хантера более интенсивными (особенно по горизонтальным градиентам) аномалиями, чем в редукции Буге, тогда как неактивизированные разломы, как правило, в изостатических аномалиях проявляются слабее, чем в аномалиях Буге, что связано с различным соотношением рельефа и глубинных масс для активизированных (некомпенсированных) и неактивизированных (компенсированных) разломов (рис. 5).

Аномалии Грааф-Хантера, а главное - необходимое для их вычисления осреднение рельефа, дают возможность использовать для геологического истолкования аномалий силы тяжести кор-

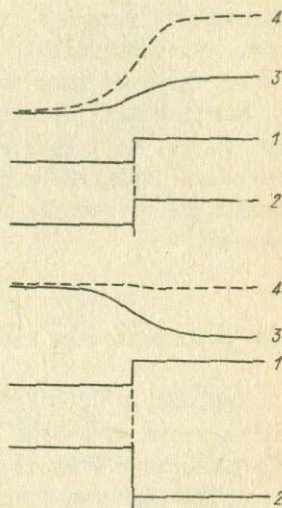


Рис. 5. Аномалии Буге и Грааф-Хантера над активизированным и неактивизированным (компенсированным) глубинным разломом (модель)

1 - рельеф, 2 - плотностная граница, 3 - аномалии Буге, 4 - аномалии Грааф-Хантера.

реляционные зависимости аномалий от среднего рельефа, которые, помимо изучения изостазии, позволяют более уверенно выделять аномалии, связанные с глубинными и приповерхностными источниками. Более подробно эти вопросы рассмотрены в статье автора "Особенности изостатического состояния западной части Алтае-Саянской области" в этом сборнике.

Изостазия в Прибайкалье и Забайкалье

Методические вопросы использования аномалий Грааф-Хантера в геологических целях разработаны в основном при изучении гравитационного поля Прибайкалья и Забайкалья [25, 26]. Ниже кратко изложены основные геологические результаты, полученные из сопоставления изостатических аномалий Грааф-Хантера с глубинным строением, тектоникой, сейсмичностью и современным рельефом [9, 37, 41]. Цель этого раздела - показать возможности применения аномалий Грааф-Хантера при изучении довольно разнообразных геологических вопросов на примере Прибайкалья и Забайкалья.

Общая характеристика изостатического состояния

Территория Прибайкалья и Забайкалья по характеру аномалий Грааф-Хантера отчетливо подразделяется на две части - собственно Забайкалье и Байкальскую рифтовую зону (рис. 6).

Забайкалье характеризуется довольно слабо дифференцированным в среднем положительным слабой интенсивности полем изостатических аномалий. В его пределах относительно повышенное поле отмечается в хр. Хамар-Дабан, на Витимском плоскогорье, в районе Олекминского Становика, а также в Юго-Восточном Забайкалье - в Шилко-Аргунской зоне. Пониженное поле наблюдается в Даурской и Агинской зонах Восточного Забайкалья, в хребтах Яблоновом и Черского. Область региональных отрицательных аномалий Грааф-Хантера (Хилокская зона) включает район нижнего течения рек Джиды, Чикой, Хилок и Уда, а также хребты Заганский, Цаган-Дабан и Цаган-Хуртей, т.е. область широкого развития мезозойских

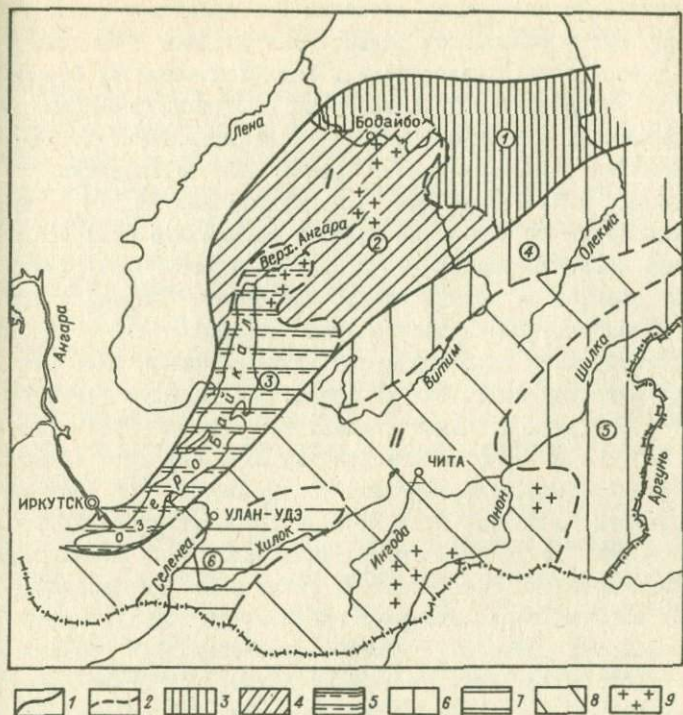


Рис. 6. Схема районирования территории Прибайкалья и Забайкалья по аномалиям Графф-Хантера.

1 - границы зон первого порядка (Байкальской рифтовой зоны - I и собственно Забайкалья - II), 2 - границы зон второго порядка, 3 - область интенсивно дифференцированного положительного поля (Ставовая зона - I), 4 - область интенсивно дифференцированных знакопеременных аномалий (Муйская зона - 2), 5 - область интенсивных отрицательных аномалий (Байкальская зона - 3), 6 - область спокойного повышенного поля (Витимо-Олекминская - 4 и Шилко-Аргунская - 5 зоны), 7 - область спокойного отрицательного поля (Хилокская зона - 6), 8 - область спокойного близкого к нулю поля Забайкалья, 9 - участки крупных локальных минимумов, связанных с гранитными массивами.

впадин. Локальными минимумами аномалий Грааф-Хантера (аналогично аномалиям Буге) отмечаются мезозойские впадины и массивы гранитов, в особенности мезозойских. Величины аномалий Грааф-Хантера и их распределение по отношению к крупным геоморфологическим элементам и среднему рельефу свидетельствуют о близости Забайкалья к равновесию, что ранее было установлено В.В. Федынским, П.П. Степановым, А.П. Булмасовым [9, 10]. Небольшие отклонения от изостазии имеют в Забайкалье, как правило, характер недокомпенсации, но в Восточном Забайкалье связь аномалий с рельефом настолько слаба, что можно говорить о почти полной уравновешенности топографических масс.

Существенно иной характер имеют изостатические аномалии в Байкальской рифтовой зоне. Полная амплитуда аномалий Грааф-Хантера здесь в 2,5 раза превышает амплитуду аномалий Грааф-Хантера в Забайкалье и в 1,5 раза — амплитуду аномалий Буге (заметим, что в Забайкалье амплитуда аномалий Грааф-Хантера в 2 раза меньше, чем амплитуда аномалий Буге, а если сравнивать только региональные аномалии, то разница еще увеличивается). В Байкальской рифтовой зоне аномалии Грааф-Хантера значительно дифференцированы, имеют высокие горизонтальные градиенты и большую интенсивность локальных аномалий, причем в юго-западной — собственно Байкальской зоне — преобладают отрицательные, а в северо-восточной — Становой зоне — положительные аномалии. Байкальская рифтовая зона значительно декомпенсирована, и характер декомпенсации различен в Байкальской и Становой зонах: в Байкальской недокомпенсированы впадины (особенно Байкальская, а также Баргузинская и Верхне-Ангарская), хребты же довольно близки к равновесию, а в Становой — хребты, а впадины ближе к изостазии. Отмечается закономерное уменьшение абсолютных значений аномалий над впадинами с юго-запада на северо-восток Байкальской рифтовой зоны, что вместе с повышением общего уровня поля в этом направлении находится в соответствии с выводом В.П. Солоненко о миграции процесса рифтообразования [37]. Гравитационные данные удовлетворительно согласуются со схемой образования впадин в сводах поднятий [25].

Сопоставление изостатических аномалий и среднего рельефа со структурными схемами по различным плотностным границам в земной коре показывает: а) средние высоты в Забайкалье имеют тесную корреляционную связь с глубинами до подошвы коры, из чего следует, во-первых, что основной компенсирующей границей в Забайкалье является поверхность Мохоровичича, во-вторых, что современная форма этой границы и региональные аномалии Буге являются продуктом новейшего этапа активизации Забайкалья; б) отрицательные изостатические аномалии, преимущественно локальные, связаны часто с крупными гранитными плутонами и утолщениями гранитного слоя земной коры, но иногда утолщения гранитного слоя составляют часть компенсационных масс (например, в Даурской зоне).

Крупные отрицательные аномалии Байкальской зоны и Хилокской зоны Забайкалья соответствуют областям понижения среднего рельефа, а положительные аномалии Становой зоны расположены в области максимальных средних высот. В Байкальской рифтовой зоне, таким образом, нарушения изостази имеют характер недокомпенсации, в Забайкалье недокомпенсация выражена значительно меньше, а в Восточном Забайкалье она практически отсутствует.

Учитывая преобладающее распространение аномалий недокомпенсации и данные о времени восстановления изостази [5, 52], нарушения изостази можно рассматривать как следствие современных (продолжающихся или закончившихся не далее 10^5 - 10^6 лет) тектонических процессов. С этих позиций автором составлена по результатам интерпретации аномалий Грааф-Хантера схема современных движений Прибайкалья и Забайкалья [26], на которой в Байкальской рифтовой зоне выделены Байкальская зона преобладающего относительного погружения (в основном связанного с расширением и углублением впадины Байкала), Становая зона интенсивного поднятия и разделяющая их Муйская зона умеренного поднятия. В Забайкалье отмечена Хилокская зона относительных опусканий и Витимо-Олекминская зона преобладающего поднятия, примыкающая к Становой зоне интенсивного поднятия. Отмечено, что вероятные амплитуды и градиенты скоростей движений в Байкальской рифтовой зоне значительно выше, чем в Забайкалье. Шилкинская зона поло-

жительных аномалий, расположенная в области небольших средних высот, выделена предположительно как зона преобладающих поднятий, но малая амплитуда новейших структур здесь может свидетельствовать, напротив, о совпадении направления действия изостатических и других тектонических сил, так же как, вероятно, в северо-восточной части Даурского свода, где в области больших высот среднего рельефа отмечаются отрицательные аномалии Грааф-Хантера. В Восточном Забайкалье области, значительно различающиеся по амплитуде новейших поднятий, весьма близки по характеру аномалий Грааф-Хантера.

Нарушения изостазии и сейсмичность

Область интенсивных дифференцированных изостатических аномалий Байкальской рифтовой зоны совпадает с 8-9-балльной зоной сейсмичности, к которой относится подавляющее большинство землетрясений региона [37]. Такое совпадение, конечно, не случайно: и нарушения изостазии, и сейсмичность являются проявлениями процесса современной тектонической активизации.

Оценка максимальных касательных напряжений в земной коре, связанных с нарушениями изостазии, по приведенным выше формулам Г. Джеффриса показывает, что в Становой зоне эти напряжения составляют $0,5-0,8 \cdot 10^8$ дин/см² на глубинах от 15 до 30 км, в районе Байкала - $0,7-1,3 \cdot 10^8$ дин/см² на глубинах 20-35 км. Величины максимальных скалывающих напряжений соответствуют, таким образом, критическим напряжениям при землетрясениях ($0,2-0,9 \cdot 10^8$ дин/см² [32]), а их глубины в среднем совпадают с глубинами очагов землетрясений (20 ± 5 км [37]). Сравнение полученных величин касательных напряжений с экспериментальными данными о прочности горных пород [32, 51] объясняет приуроченность очагов землетрясений к разломам [37], где можно предполагать понижение прочности земной коры.

Изостатическими аномалиями довольно отчетливо выделяются участки современной (четвертичной) активизации глубинных разломов [26].

Таким образом, аномалии Грааф-Хантера дают дополнительную информацию, полезную при решении задач тектоники, в особенности современной, и сейсмичности.

Л и т е р а т у р а

1. А л е к с и д з е М.А. Редукция силы тяжести. Тбилиси, Изд-во "Мецниереба", 1965.
2. А н д р е е в Б.А. Геофизические методы в региональной структурной геологии, изд. 2. "Недра", 1965.
3. А р о н о в В.И. О редуцировании аномалий силы тяжести в горной области. - Геофиз. разв., 1963, вып. 14.
4. А р т е м ь е в М.Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. "Наука", 1966.
5. А р т е м ь е в М.Е., А р т ю ш к о в Е.В. Изостазия и тектоника. Геотектоника, 1967, № 5.
6. Б е л о у с о в В.В. Земная кора и верхняя мантия материков. "Наука", 1966.
7. Б о р и с о в А.А. Аномалии силы тяжести горных областей.- Прикл. геофиз., 1959, вып. 21.
8. Б о у и В. Изостазия. ОНТИ, 1936.
9. Б у л м а с о в А.П. Магнитное и гравитационное поля Прибайкалья в связи с его сейсмичностью. - Булл. Совета по сейсмологии АН СССР, 1960, № 10.
10. Б у л м а с о в А.П. Структура впадины озера Байкал. - В сб.: "Краткие научные сообщения геологического факультета Иркутского университета", 1962.
11. Г а л у ш к о П.Я. Возможные значения гравитационных аномалий при различных структурах земной коры. Тр. ИГН АН УССР, серия геофиз., вып. 2, 1958.
12. Г з о в с к и й М.В. Геофизическая интерпретация данных о новейших и современных глубинных тектонических движениях. - В сб.: "Современные движения земной коры", № 1. М., "Наука", 1963.
13. Г з о в с к и й М.В. Тектоно-физическое сопоставление новейших тектонических движений с сейсмичностью, гравитационными аномалиями, магматизмом и глубинными процессами в пределах СССР. - В сб.: "Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность". "Наука", 1964.
14. Г л а д к и й К.В. Соотношение между осреднением и аналитическим продолжением в верхнее полупространство гравитационных аномалий. - Изв. вузов. Геол. и разв., 1961, № 5.

15. Г р у ш и н с к и й Н.П. Введение в гравиметрию и гравиметрическую разведку. Изд-во МГУ, 1961.
16. Г у р а р и й Г.З., С о л о в ъ е в а И.А. Строение земной коры по геофизическим данным. Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 98.
17. Г у т е н б е р г Б. Физика земных недр. ИЛ, 1963.
18. Д е м е н и ц к а я Р.М. Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным. Гостоптехиздат, 1961.
19. Д ж е ф ф р и с Г. Земля, ее происхождение, история и строение. ИЛ, 1960.
20. Е в с е е в С.В. О некоторых закономерностях гравитационного поля Земли и их значения для геодезии и геофизики. Изд-во АН СССР, 1957.
21. Е в с е е в С.В. Закономерности гравитационного поля Земли и изостазия. - В сб.: "Геологические результаты прикладной геофизики". "Недра", 1965.
22. К у р б а н о в М., Н е п е с о в Р.Д. К вопросу о связях магнитных и гравитационных аномалий с сейсмичностью и современными движениями на территории Туркменистана. - Изв. АН ТуркмССР, 1959, № 4.
23. К л у ш и н И.Г. О трансформациях гравитационных аномалий. Прикл. геофиз., 1960, вып. 24.
24. К р ы л о в С.В. и др. Строение земной коры в центре и на юго-востоке Западно-Сибирской низменности по данным точечных сейсмических зондирований. - Геол. и геофиз., 1966, № 1.
25. Л а д ы н и н А.В. Гравитационные аномалии в редукции Грааф-Хантера и изостатическое состояние земной коры в Забайкалье. - Геол. и геофиз., 1966, № 3.
26. Л а д ы н и н А.В. Изостазия и современная тектоническая активность Прибайкалья и Забайкалья. - Геол. и геофиз., 1968, № 12.
27. Л а д ы н и н А.В. Некоторые вопросы вычисления аномалий Буге с переменной плотностью топографических масс. - Геол. и геофиз., 1965, № 2.
28. Л е в и н с о н В.А., М е щ е р я к о в Ю.А. Современные тектонические движения в Северном Предкавказье по данным повторного нивелирования. - Проблемы физ. геогр., 1951, т. 47, ХУП.

29. Л ю с т и х Е.Н. Геологический смысл различных методов вычисления аномалий силы тяжести. Тр. Ин-та теор. геофиз. АН СССР, 1947, т. 3.
30. Л ю с т и х Е.Н. Изостазия и изостатические гипотезы. Тр. геофиз. ин-та АН СССР, 1957, № 38.
31. Л ю с т и х Е.Н., М а г н и ц к и й В.А. Вертикальные движения земной коры, изменения гравитационного поля во времени и перемещения подкорковых масс. - В сб.: "Современные движения земной коры", вып. I. М., "Наука", 1965.
32. М а г н и ц к и й В.А. Внутреннее строение и физика Земли. "Недра", 1965.
33. М а г н и ц к и й В.А. О редуциях силы тяжести. Тр. ЦНИИГАиК, 1948, вып. 51.
34. М а л о в и ч к о А.К. Основной курс гравиразведки, ч. I. Геолтехиздат, 1960.
35. М и х а й л о в А.А. Курс гравиметрии и теории фигуры Земли. Редбюро ГУГК при СНК СССР, 1939.
36. М о л о д е н с к и й М.С., Е р е м е е в В.Ф., Ю р - к и н а М.И. Методы изучения внешнего гравитационного поля и фигуры Земли. Тр. ЦНИИГАиК, 1960, вып. 131.
37. С о л о н е н к о В.П. и др. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. "Наука", 1966.
38. С о р о к и н Л.В. Гравиметрия и гравиметрическая разведка. М., Гостоптехиздат, 1953.
39. С т а п а н о в П.П. О применении топографо-изостатических редуций. - Прикл. геофиз., 1960, вып. 37.
40. С т р а х о в В.Н., Д е в и ц и н В.М. О приведении наблюдаемых значений потенциальных полей к одному уровню. - Изв. АН СССР. Физика Земли. 1965, № 4.
41. Ф л о р е н с о в Н.А. Рифты Байкальской горной области. Тезисы докл. II Всесоюз. конф. по проекту "Верхняя мантия", 1967.
42. Ф о т и а д и Э.Э. Основные черты тектонического строения Сибири и Дальнего Востока в свете региональных геологических и геофизических исследований. Геол. и геофиз., 1961, № 10.
43. V h a t t a c h a r j i I.C. Comments and some suggestion on Hunter,s Formula of reduction of observed values of gra-

- vity to the Earth model for use in Stoke's integral. Geophys. I. Roy Astron. Soc., vol. 2, 1961.
44. B h a t t a c h a r j i J. C. Modified form of Earth Model gravity anomaly for use in Stoke's integral. Geophys. J. Roy. Astron. Soc., vol. 10, № 3, 1965.
 45. C a r o z z o M. T., M o r e l l y C. Model Earth calculation and correlation with Moho depths. Boll. geophys. teor. ed appl., 7, № 28, 1965.
 46. D a l y R. A. Strength and Structure of the Earth. N-Y. P. Press, 1946.
 47. G r a a f f - H u n t e r J. de. Report of Study group № 8. Reduction of observed gravity. - Bull. geodesie, № 50, 1958.
 48. C r a a f f - H u n t e r J. de. Reduction of gravity by isostatic methods and by Model Earth method contrasted. - Bull. geodesique, № 63, 1962.
 49. H e i s k a n e n W. A., V e n i n g - M e i n e s z F. A. The Earth and its gravity field. McGraw-Hill Book Comp., 1958.
 50. L e v a l l o i s I. I. Considerations general sur les reductions de la pesanteur. - Bull. geodesique, № 63, 1962.
 51. O r o v a n E. Mechanism of seismic faulting. - Geol. Soc. Am., 1960.
 52. T a k e u c h i W. A. Time scale of isostatic compensation. J. Geophys Res., 68, № 8, 1963.

ОСОБЕННОСТИ ИЗОСТАТИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ
В СВЯЗИ С СОВРЕМЕННЫМИ ДВИЖЕНИЯМИ И СЕЙСМИЧНОСТЬЮ

(А.В. Л а д ы н и н)

Предпосылкой изучения изостази в связи с современными движениями и сейсмичностью является то, что эти явления имеют общей причиной тектонические процессы, происходящие в земной коре и верхней мантии в четвертичное время [1, 2, 9].

В литературе отсутствуют сведения об изостатическом состоянии Алтае-Саянской области, что объясняется главным образом известной трудоемкостью вычисления изостатических аномалий по схемам Хейфорда, Хейсканена и Венинг-Мейнеса. Используя редукцию Грааф-Хантера, можно сравнительно легко вычислять изостатические аномалии с любой необходимой детальностью, что является одним из главных условий применения изостатических аномалий в геологических целях [8].

В данной статье приводятся результаты анализа аномалий Грааф-Хантера лишь по отдельным профилям, но и они дают полезный материал для характеристики изостатического состояния основных структур Горного Алтая, Горной Шории, Кузнецкого Алатау, Салаира, Кузнецкой и Минусинской впадин. Кроме распределения изостатических аномалий Грааф-Хантера, использованы характеристики корреляционных связей аномалий Буге и Грааф-Хантера со средним рельефом (осреднение производилось по площади квадрата

со стороны 60 км) по отдельным частям изучаемого региона и тектоническим зонам. Сопоставление областей нарушения изостазии с сейсмичностью выполнено на основе карт распределения эпицентров землетрясений Алтае-Саянской области, составленных Н.Д. Жалковским [6], и данных И.Д. Цибульчик о глубинах очагов землетрясений [10]. Сведений о современных движениях в регионе не имеется, соответствующие выводы в данной работе основаны на сопоставлении аномалий Грааф-Хантера с современным рельефом и неотектоникой [3].

Распределение изостатических аномалий в западной части Алтае-Саянской области

Территория Горного Алтая, судя по значениям аномалий Грааф-Хантера на профилях рудник Калгуты - оз. Джулу-куль, р. Тархата - р. Узун-оюк и с. Усть-Кан - застава Чодро, характеризуется положительными изостатическими аномалиями, интенсивность которых существенно выше разности нормальных значений силы тяжести по различным нормальным формулам, и, следовательно, положительные аномалии Горного Алтая нельзя объяснить лишь заниженной величиной экваториальной постоянной в формуле Гельмерта. Амплитуда изменений аномалий Грааф-Хантера в среднем в 3 раза меньше амплитуды аномалий Буге. На общем положительном фоне максимумами выделяются хребты Сайдыгемин, Южно-Чуйский, Курайский, Шапшальский, Теректинский и, вероятно, другие; минимумы приурочены к межгорным впадинам Чуйской, Курайской, Джулу-кульской, причем лишь в Чуйской впадине, наиболее крупной из названных, отмечены отрицательные значения аномалий Грааф-Хантера. Для Горного Алтая характерны относительно небольшие амплитуды локальных аномалий (с размерами в плане не более 20-50 км), обусловленных приповерхностными плотностными неоднородностями. Эти аномалии, одинаковые в редукциях Буге и Грааф-Хантера и не связанные с изостазией, наибольшую амплитуду имеют в пределах Куратинского прогиба (рис. 1).

Интенсивные изостатические аномалии отмечаются в зоне Курайского (рис. 2,а) и Шапшальского разломов. В зоне Курайского разлома на границе Курайского хребта и Чуйской впадины аномалия

имеет вид сложной гравитационной ступени, амплитуда которой превышает амплитуду соответствующей аномалии Буге. На изученных участках других разломов, в частности Сарасинско-Кадринского и Чокракского в районе с. Акташ, существенных изостатических аномалий не наблюдается. Строение земной коры в зонах Чокракского и Курайского разломов практически одинаково (см. рис. 2, а, б), поэтому интенсивная аномалия Курайского разлома может быть интерпретирована как следствие нарушения изостазии в результате его современной активизации, а отсутствие значительных изостатических аномалий в зоне Чокракского разлома объясняется почти

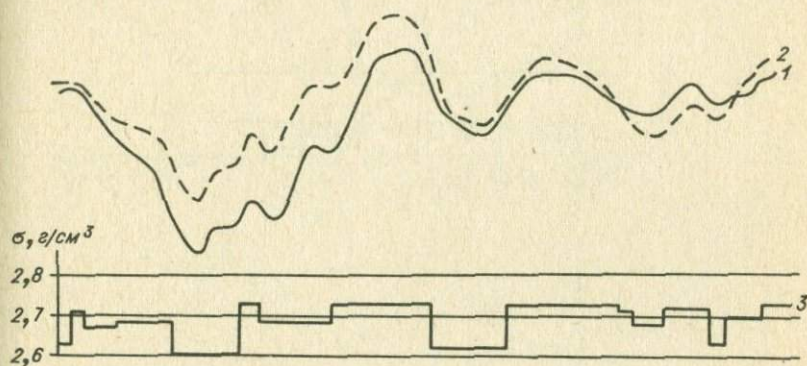


Рис. 1. Характер аномалий силы тяжести, обусловленных приповерхностными неоднородностями плотности пород.

1 - аномалии Буге, 2 - аномалии Граф-Хантера, 3 - плотность пород, выходящих на поверхность.

полной уравновешенностью поднятия Северо-Чуйского хребта приразломным гранитным телом, выполняющим здесь функцию компенсационной массы.

Большой минимум аномалий Граф-Хантера соответствует Калгутинскому гранитному массиву (рис. 3), но вид и амплитуда изостатических аномалий здесь довольно близки к аномалиям Буге, что вместе с отсутствием соответствия между аномалиями Граф-Хантера и средним рельефом позволяет относить эту аномалию только за счет формы и размеров гранитного тела. Хотя здесь

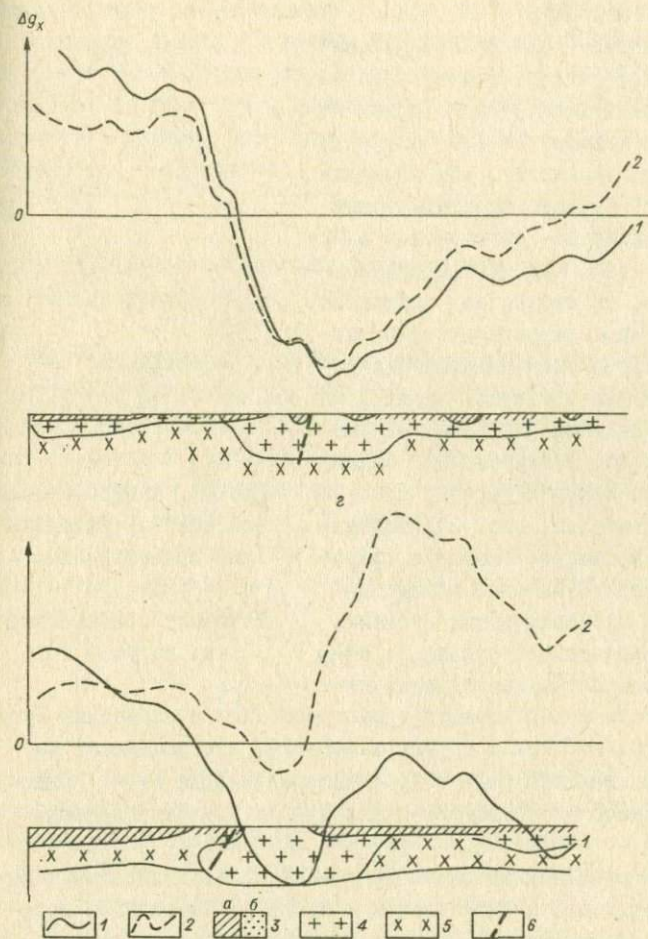
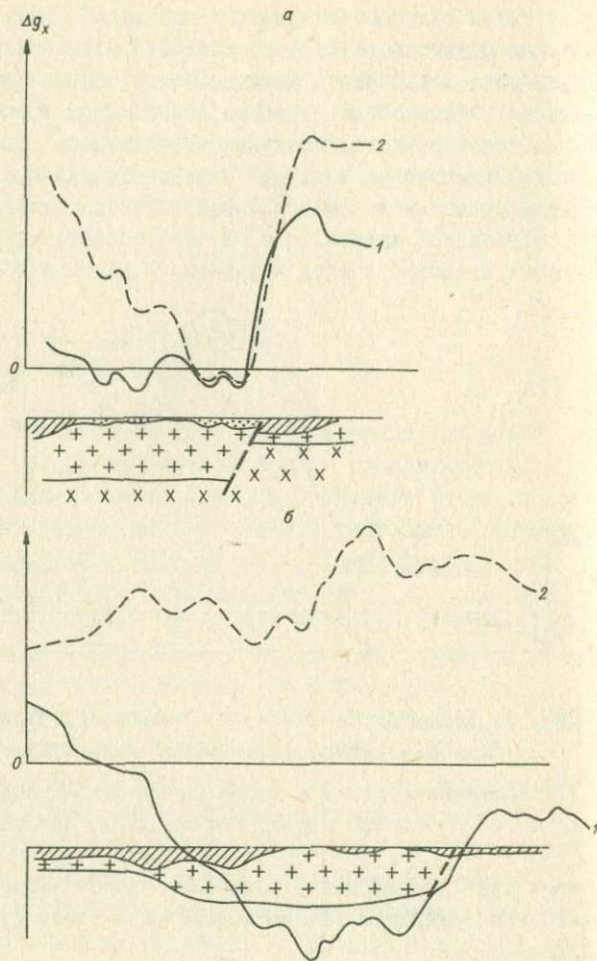


Рис.2. Аномалии силы тяжести в
 а - Курайский разлом, б - Чокракский разлом, в - Кузнецкий разлом
 г - аномалии Буге, 2 - аномалии Графф-Хантера, 3 - вулканоген
 коры, 4 - гранитный, 5 - диоритовый, 6 - разломы.

Примечание. Относительный уровень аномалий на рисунках

зонах глубоких разломов.
 лом в Горной Шории, г - Кузнецкий разлом в Кузнецком Алатау;
 по-осадочный слой (а), осадочный слой в прогибах (б) земной
 различный.

имеется некоторое изменение изостатического состояния, оно не связано с топографическими массами.

В Кузнецко-Горношорском районе^х аномалии Грааф-Хантера значительно более дифференцированы, чем в Горном Алтае, и имеют примерно в 1,5 раза большую амплитуду изменения, чем аномалии Буге. Средний уровень изостатических аномалий в Кузнецко-Горношорском районе близок к нулю, что не свидетельствует, однако, об отсутствии нарушений изостазии. Отрицательные аномалии наблюдаются в Кузнецкой впадине (за исключением ее юго-восточной части), в южной части Салаира и в Бийско-Барнаульской впадине, в Минусинской впадине и в Горной Шории к востоку от Кузнецкого разлома (см. рис. 2), положительные — в Кузнецком Алатау и в юго-восточной части Кузнецкой впадины. Особенностью изостатических аномалий Кузнецко-Горношорского района, в отличие от аномалий Горного Алтая, является близость их по характеру распределения к аномалиям Буге (без учета уровней тех и других аномалий), что указывает на большую относительную роль в гравитационном поле Буге приповерхностных масс по сравнению с глубинными компенсационными массами.

Заметно различны аномалии Грааф-Хантера в Кузнецком и Минусинском прогибах. В Минусинской впадине на постоянном отрицательном фоне выделяются небольшие локальные аномалии, связанные с изменениями мощности осадочного чехла впадины. В аномалиях Буге они наложены на региональный фон, полого повыша-

^х Мы включаем сюда Кузнецкий Алатау, Салаир, Кузнецкую и Минусинскую впадины, изученные полевыми работами 1966 г. по профилям: с. Тогул-с. Аскиз, р. Теренсу-с. Усть-Бурь и г. Бийск-г. Абакан.

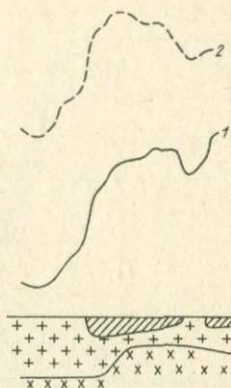


Рис. 3. Аномалии силы тяжести над Калгутинским гранитным массивом.

Условные обозначения см. на рис. 2.

ющийся к центру впадины, к г. Абакану. В Кузнецкой впадине, напротив, региональный фон аномалий Грааф-Хантера имеет большую амплитуду, чем в аномалиях Буге, повышаясь по направлению к Кузнецкому Алатау. Величина изостатических аномалий в юго-восточной части Кузнецкой впадины сравнима с их величиной в Кузнецком Алатау. Таким образом, если в Минусинской впадине изменения средних высот компенсированы, то в Кузнецкой такая компенсация отсутствует.

Корреляционная связь аномалий силы тяжести со средним рельефом

По результатам профильных гравиметрических работ (около 1200 точек) посчитаны на ЭВМ по программе Т.Л. Захаровой коэффициенты корреляции и коэффициенты уравнений линейной регрессии, связывающие попарно аномалии Буге и Грааф-Хантера со средним рельефом по всему региону и по отдельным его частям и тектоническим зонам (по В.А. Кузнецову).

Коэффициент корреляции $\rho_{x,y}$ величины X , принимающей конкретные значения x_i с величиной Y , принимающей значения y_i , равен:

$$\rho_{x,y} = \frac{M[(x-\bar{x})(y-\bar{y})]}{\sigma_x \sigma_y},$$

где $M[(x-\bar{x})(y-\bar{y})]$ - математическое ожидание произведения отклонений X и Y от их средних значений; σ_x и σ_y - соответствующие стандартные отклонения. Коэффициенты корреляции аномалий Буге и Грааф-Хантера со средним рельефом и между собой, а также коэффициенты уравнений регрессии ($\Delta g = A + B\bar{H}$), полученные методом наименьших квадратов, приведены в таблице. В дальнейшем анализе используются также математические ожидания и стандартные отклонения аномалий Буге и Грааф-Хантера и средних высот по участкам и тектоническим зонам (рис. 4).

По региону в целом, а также по Горному Алтаю и его тектоническим зонам, как видим, наибольший коэффициент корреляции имеет связь аномалий Буге со средним рельефом, причем коэффици-

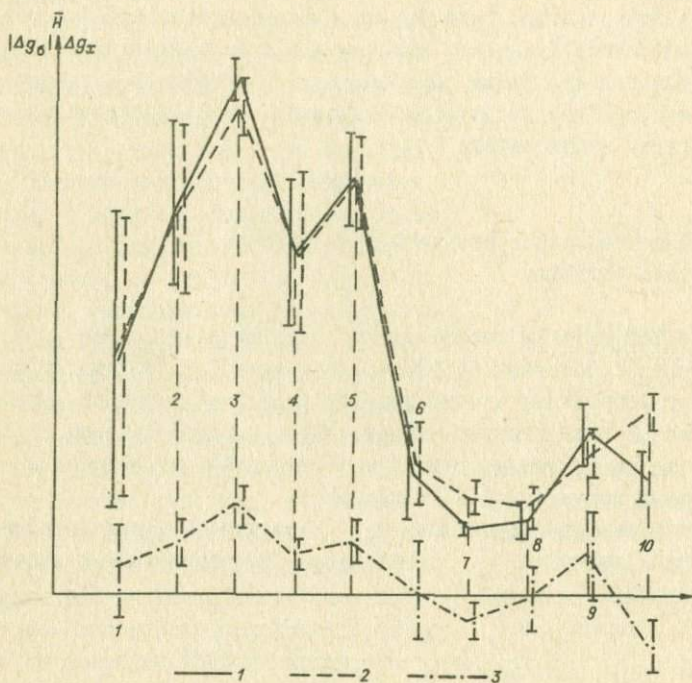


Рис. 4. Средние значения средних высот (I), аномалий Буге (2) и аномалий Граф-Хантера (3) и их стандартные отклонения по районам и тектоническим зонам.

Цифрами на рис. указаны значения для: I - региона в целом, 2 - Горного Алтая, 3 - Чарышско-Теректинской зоны, 4 - Ануйско-Чуйской зоны, 5 - Западно-Саянской зоны, 6 - Кузнецко-Горношорского района, 7 - Салаирской зоны, 8 - Кузнецкого прогиба, 9 - Кузнецко-Алтайской зоны и 10 - Минусинского прогиба.

Район и тектоническая зона	Коэффициент корреляции			Коэффициент уравнения регрессии			$\epsilon_{\Delta g}$
	$\rho_{\bar{H}, \Delta g_B}$	$\rho_{\bar{H}, \Delta g_X}$	$\rho_{\Delta g_B, \Delta g_X}$	A	B (Δg_B)	B (Δg_X)	
Регион в целом	-0,96	+0,63	-0,41	-II	-0,092	+0,020	± 18
Горный Алтай	-0,97	+0,51	-0,27	-5	-0,096	+0,015	± 12
Чарышско-Теректин- ская	-0,72	+0,27	+0,47	-18	-0,088	+0,024	± 10
Ануйско-Чуйская	-0,98	+0,002	+0,19	+20	-0,111	+0,001	± 8
Западно-Саянская	-0,88	+0,42	+0,05	-20	-0,089	+0,023	± 11
Кузнецко-Горногор- ский район	-0,43	+0,70	+0,34	-42	-0,038	+0,074	± 18
Салаирская	-0,07	+0,34	+0,95	-42	-0,024	+0,088	± 9
Кузнецкий прогиб	+0,35	+0,82	+0,83	-58	+0,040	+0,152	± 10
Кузнецко-Алтау - ская	+0,21	+0,81	+0,70	-86	+0,019	+0,131	± 11
Минусинский прогиб	-0,10	+0,56	+0,40	-75	-0,026	+0,086	± 10

ент B в уравнении регрессии для аномалий Буге довольно близок к изостатической его величине, а коэффициент B для аномалий Грааф-Хантера составляет в среднем по Горному Алтаю 0,015. О близости региона в целом, Горного Алтая и его тектонических зон к изостаии свидетельствуют: близость к единице коэффициента корреляции аномалий Буге со средним рельефом, сходство уравнений и линий регрессии (рис. 5) с изостатическими, совпадение характера кривых изменений средних высот и их стандартных отклонений со средними значениями аномалий Буге и их стандартными отклонениями (см. рис. 4), малая зависимость от высоты аномалий Грааф-Хантера (см. рис. 4,5), малая их дисперсия по сравнению с дисперсией аномалий Буге (см. рис. 4). Вместе с тем отмечается определенная тенденция к некоторой недокомпенсации, что проявляется в положительных величинах коэффициента корреляции аномалий Грааф-Хантера со средним рельефом, положительных величинах коэффициента B в уравнении регрессии для

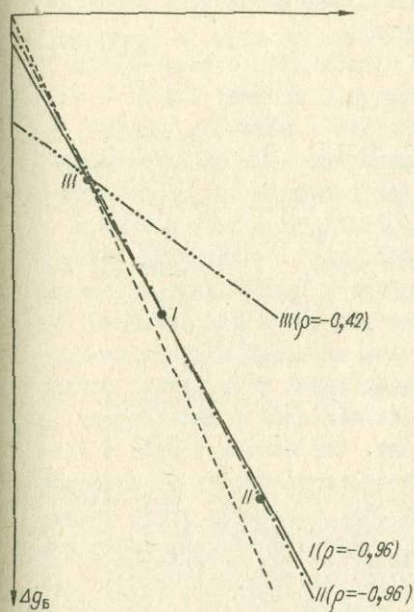
аномалий Грааф-Хантера, положительных значениях изостатических аномалий в Горном Алтае, в расположении точек с координатами $H_{\text{ср}}, \Delta g_{\text{ср}}$ выше линий изостатической регрессии (см. рис. 5). Степень недокомпенсации можно оценивать по величине отношения коэффициента B в уравнениях регрессии для аномалий Грааф-Хантера к величине этого коэффициента в уравнении регрессии для аномалий Буге при условии полной компенсации ($B=0, III6$). Тогда в Горном Алтае это отношение θ_1 (коэффициент недокомпенсации) равно 0,14, в Чарышско-Теректинской зоне 0,22, в Ануйско-Чуйской почти нулю и в Западно-Саянской зоне 0,21. Известно, что эффект, аналогичный в некоторых отношениях недокомпенсации, может возникнуть при недоучете региональности компенсации, а также при большей контрастности гравитационного влияния топографических масс по сравнению с влиянием компенсационных масс [8, 9]. Отношения средних значений аномалий Грааф-Хантера к средним значениям изостатической поправки, свободные от влияния этих факторов, можно использовать для оценки степени недокомпенсации в региональном плане^х. Эти отношения (θ_2) составляют в Горном Алтае 0,12, в Чарышско-Теректинской зоне 0,15, в Ануйско-Чуйской 0,10 и в Западно-Саянской 0,12. Наименьшим из коэффициентов корреляции в Горном Алтае является $\rho_{\Delta g_B, \Delta g_X}$, величина которого находится на пределе достаточно надежной корреляции. Разумеется, в локальном плане корреляция между аномалиями Буге и Грааф-Хантера достаточно тесная, но в региональ-

^х Отношения θ_2 зависят от погрешности нормальной формулы. — А.Л.

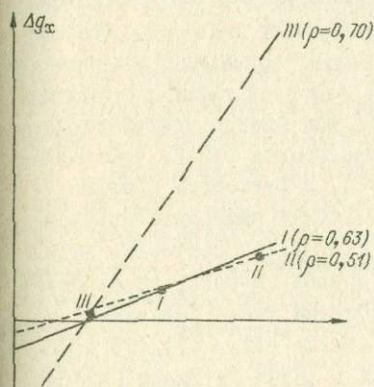
Рис. 5. Графики корреляционной связи аномалий силы тяжести со средним рельефом местности (в скобках даны значения коэффициента корреляции).

а — аномалии Буге (I — регион в целом, II — Горный Алтай, III — Кузнецко-Горногорский район); б — аномалии Буге (I — Чарышско-Теректинская зона, 2 — Ануйско-Чуйская, 3 — Западно-Саянская, 4 — Салаирская, 5 — Кузнецкий прогиб, 6 — Кузнецкий Алатау, 7 — Минусинский прогиб); в — аномалии Грааф-Хантера (I, II, III — см. п. а); г — аномалии Грааф-Хантера (I-7 — см. п. б); ● — средние значения \bar{H} и Δg , — — — линия регрессии при полной компенсации.

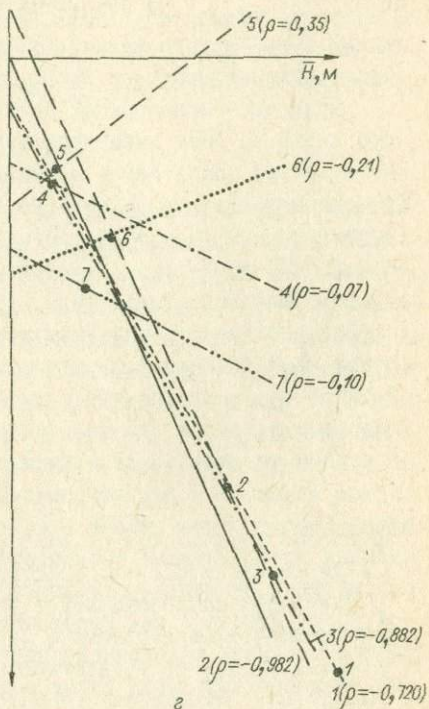
a



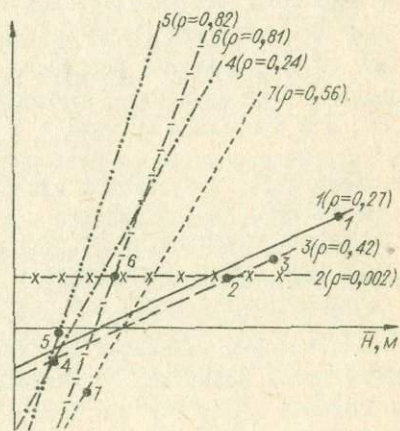
e



6



2



ном плане она почти отсутствует, что (вместе с близостью к единице $\rho_{\bar{H}}, \Delta g_{\bar{B}}$) указывает на преобладающее влияние в аномалиях Буге Горного Алтая глубинных компенсационных масс, не отражающихся аномалиями Грааф-Хантера.

Кузнецко-Горношорский район существенно отличается от Горного Алтая по всем характеристикам (см. таблицу и рис. 4 и 5). Здесь весьма слаба связь аномалий Буге с рельефом (причем в Кузнецком прогибе и в Кузнецко-Алтайской зоне она имеет антиизостатический характер), тогда как коэффициенты корреляции аномалий Грааф-Хантера со средним рельефом в этом районе и его тектонических зонах довольно большие. Значительны также коэффициенты корреляции аномалий Буге и Грааф-Хантера, весьма велики коэффициенты B в уравнениях регрессии для аномалий Грааф-Хантера. Дисперсия изостатических аномалий в Кузнецко-Горношорском районе и его тектонических зонах значительно больше дисперсии аномалий Буге и дисперсии аномалий Грааф-Хантера в Горном Алтае. Эти данные показывают, что аномалии Буге в Кузнецко-Горношорском районе в малой степени зависят от компенсационных масс, главные особенности поля создаются здесь некомпенсированными неоднородностями плотности в верхних слоях земной коры. Вместе с тем изостатические аномалии здесь имеют характер аномалий недокомпенсации в локальном плане: современным впадинам соответствуют отрицательные, а поднятиям — положительные аномалии, это подтверждается положительными коэффициентами корреляции аномалий Грааф-Хантера со средним рельефом, величинами B в уравнениях регрессии. Степень "локальной" недокомпенсации θ_1 для Кузнецко-Горношорского района в целом составляет 0,66, а в Кузнецком прогибе и в Кузнецком Алатау превышает даже 1,0. Отношение θ_2 в Кузнецко-Горношорском районе составляет всего 0,04, в Кузнецком Алатау 0,22, в Кузнецком прогибе -0,04, в Минусинском прогибе -0,22. С этими цифрами согласуется положение точек с координатами $\bar{H}_{\text{ср}}, \Delta g_{\text{ср}}$ относительно линии изостатической регрессии (рис. 6). С другой стороны, здесь большую отрицательную величину имеет свободный член уравнений регрессии, который указывает на существование регионального недостатка масс, возможно, проявляющегося в более глубоком залегании подошвы коры, чем это требуется условиями изостазии, в

среднем по району. Таким образом, в изостатическом состоянии Кузнецко-Горношорского района проявляются, вероятно, две противоположные тенденции: к локальной недокомпенсации прогибов (Кузнецкого и Минусинского) и поднятий (Кузнецкого Алатау) и к

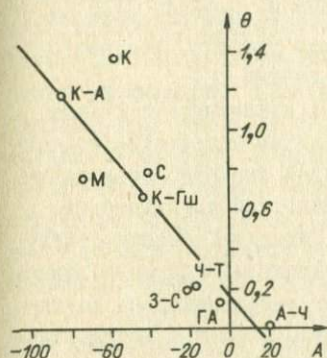


Рис. 6. Зависимость между коэффициентом недокомпенсации и величиной свободного члена уравнений регрессии. (ГА - Горный Алтай, Ч-Т - Чарышско-Теректинская зона, З-С - Западно-Саянская зона; К-Г/Ш - Кузнецко-Горношорский район, С - Салаир, М - Минусинский прогиб, К - Кузнецкий прогиб, КА - Кузнецкий Алатау).

региональной "недогрузке" всего района, т.е. к перекомпенсации его как положительной морфоструктуры. Эта перекомпенсация в значительной мере уравнивает недокомпенсацию локальных форм, таких как Кузнецкий Алатау. В качестве альтернативы этому объяснению особенностей изостатического состояния данного района можно высказать предположение, что компенсация здесь является более региональной (чем в Горном Алтае) из-за различия реологических свойств на глубине (большей вязкости), однако нам представляется возможным связывать эти особенности с характером новейших и современных движений, различным в Горном Алтае и в Кузнецко-Горношорском районе.

Распределение гравиметрических данных по тектоническим зонам не было в достаточной степени равномерным; относительно малую представительность имеют данные по Чарышско-Теректинской и Салаирской зонам. Ограниченность данных по-разному влияет на величину коэффициентов корреляции, что естественным образом связано с физической сущностью коррелируемых величин. Например, коэффициент корреляции аномалий с рельефом занижается (по модулю) при малой выборке на ограниченной площади, что видно, в частности, при сравнении $\rho_H, \Delta g_B$ по Чарышско-Теректинской

зоне и Горному Алтаю в целом, а также по Салаирской зоне и всему Кузнецко-Горношорскому району. Это обстоятельство находит объяснение в том, что связь аномалий с рельефом проявляется главным образом в региональном плане, и ее нарушают аномалии, вызванные локальными плотностными неоднородностями. Напротив, связь аномалий в разных редукциях по этой же причине проявляется в локальном плане: чем больше размер участка, тем менее тесна эта связь, что мы и видим при сравнении $\rho \Delta g_B, \Delta g_x$ по тем же районам и тектоническим зонам. Анализируя с учетом этого обстоятельства изменения коэффициентов корреляции по тектоническим зонам, мы видим, что корреляция аномалий со средним рельефом имеет некоторую связь с тектонической зональностью. В Горном Алтае Чарышско-Теректинская и Западно-Саянская структурно-формационные зоны, сходные по догерцинской истории геологического развития, имеют весьма близкие корреляционные характеристики, тогда как Ануйско-Чуйская зона, основные черты строения которой определены герцинским тектогенезом, значительно от них отличается параметрами корреляции. В Кузнецко-Горношорском районе такое районирование провести труднее, однако заметно, что по Кузнецкому прогибу и Кузнецкому Алатау корреляционные характеристики близки. Вопрос об использовании корреляционных связей аномалий с рельефом для тектонического районирования нуждается, конечно, в тщательном изучении на более широком материале.

Нарушения изостазии,
современные движения и сейсмичность

Западная часть Алтае-Саянской области, как показано выше, в целом находится в состоянии, довольно близком к изостазии, однако отдельные ее участки как крупные (Горный Алтай и Кузнецко-Горношорский район), так и более мелкие (структурно-формационные зоны и их части, крупные горные хребты и впадины) имеют заметные отклонения от изостазии, которые выражаются: а) в особенностях распределения изостатических аномалий над современными впадинами и хребтами, б) в специфике корреляционных связей аномалий Буге и Грааф-Хантера со средним релье-

фом в различных районах и тектонических зонах, в) в достаточно определенных, особенно в Кузнецко-Горношорском районе, связях изостатических аномалий со строением верхней части коры, включая поверхность базальтового слоя, показывающих, что некоторые аномальные массы в земной коре также недостаточно уравновешены, г) в приуроченности к зонам глубинных разломов, в частности к Кузнецко-Алтайскому, участков наиболее интенсивных изменений аномалий Грааф-Хантера. В общем региональном плане Горный Алтай несколько недокомпенсирован, а Кузнецко-Горношорский район, в связи с широким развитием в пределах изученной территории новейших впадин (Кузнецкой, Минусинской, Бийско-Барнаульской) как положительная геоморфологическая структура перекомпенсирован, что проявляется, вероятно, в более глубоком залегании поверхности Мохоровичича, чем это требуется условиями изостаии. Значительная недокомпенсация имеет место в южной части Горного Алтая, в пределах хребтов Сайлягемин, Южно-Чуйского, Курайского, Шапшальского. Межгорные впадины, в частности Чуйская, ближе к равновесию по сравнению с хребтами. В Кузнецко-Горношорском районе значительно недокомпенсированы хр. Кузнецкий Алатау, Кузнецкая (за исключением юго-восточной части) и Минусинская впадины.

Указанная связь нарушений изостаии с современным рельефом позволяет интерпретировать их как следствие тектонических процессов (продолжающихся в настоящее время или закончившихся не далее чем 10^5 - 10^6 лет назад) и считать изостатические силы пассивными в этих процессах [1, 5], являющимися, возможно, некоторым регулятором амплитуды движения, что подтверждается тенденцией к локальной компенсации гранитных тел, например, в зоне Чокракского разлома (см. рис. 2).

Исследования связи современных вертикальных движений с аномалиями силы тяжести (в редукции Буге), выполненные по профилю Красноярск - Иркутск В.Г. Колмогоровым и П.П. Колмогоровой [7], показали, что имеется прямое соответствие между знаком и амплитудой крупных локальных аномалий, с одной стороны, и знаком и скоростью вертикальных движений - с другой. Рассматривая нарушения изостаии в связи с современными движениями, можно предполагать следующее распределение знака этих движений и их сравнительной интенсивности в западной части Алтае-

Саянской области.

В Горном Алтае на фоне общего продолжающегося поднятия всего Алтайского свода наиболее интенсивно поднимаются хребты Сайлюгем, Южно-Чуйский, Курайский, Шапшальский и, вероятно, другие, тогда как разделяющие их впадины сохраняют тенденцию относительного погружения. Наиболее резко дифференциация поднятия хребтов и отставание в этом процессе межгорных впадин проявляются в зонах глубинных разломов, омоложенных новейшими движениями и разделяющих достаточно крупные хребты и впадины, в частности, по Курайскому, Шапшальскому и Чарышко-Теректинскому разломам в районах Чуйской, Курайской, Джулу-кульской и Уймонской впадин. Эти участки глубинных разломов являются активными в настоящее время, о чем свидетельствует характер изостатических аномалий (см. рис. 2,а) и приуроченность к зонам разломов эпицентров "представительных" землетрясений [6].

В Кузнецко-Горношорском районе продолжается поднятие Кузнецкого Алатау, но оно имеет более локальный характер, чем поднятие Горного Алтая, и проявляется, по-видимому, на фоне общего (относительного) опускания района в целом, в том числе Минусинской впадины, Кузнецкой впадины (без юго-восточной части) и части Горной Шории. Область Кузнецко-Алатауского поднятия захватывает, вероятно, юго-восточную часть Кузнецкого прогиба, с чем и связан Мундыбашский максимум изостатических аномалий. Можно предполагать, что указанное распределение движений имеет достаточно длительную историю, о чем свидетельствует, например, существование современных впадин в пределах Кузнецкого и Минусинского прогибов палеозоя. Минусинская впадина, судя по характеру изостатических аномалий, ведет себя в современных тектонических процессах как единая структура. Гравиметрические данные дают основание предполагать, что нисходящие движения впадин имеют значительно меньшую скорость, чем поднятие Кузнецкого Алатау, а последнее сравнимо по скорости с поднятием Алтайского свода. Вместе с тем дифференциация движений в Кузнецко-Горношорском районе, в том числе по Кузнецкому разлому, гораздо ниже, чем по активизированным зонам разломов в Горном Алтае, что подтверждается и меньшим уровнем сейсмичности Кузнецко-Горношорского района.

Оценка максимальных касательных напряжений в активизированной зоне Курайского разлома на границе с Чуйской впадиной по формулам Г. Джеффриса [5, 8, 9] дает величины $0,45-0,6 \cdot 10^8$ дин/см² на глубинах 12-15 км. Величины напряжений лежат в интервале критических напряжений при землетрясениях $0,2-0,9 \cdot 10^8$ дин/см² [9], а глубина максимума напряжений соответствует глубинам очагов алтайских землетрясений, равных, по данным И.Д. Цибульчик [10], 15 ± 7 км.

Для сравнения полученных величин приведем цифры прочности на сдвиг при длительном воздействии и прочности на разрыв и скалывание при кратковременных воздействиях при нормальном давлении и комнатной температуре. Прочность на сдвиг (предел текучести) гранитов, мраморов, песчаников при давлении от 1 до 10^4 атм составляет 10^9-10^{10} дин/см², при кратковременных воздействиях прочность гранитов и диабазов на разрыв $0,3-0,5 \cdot 10^8$ дин/см², на скалывание - $4-9 \cdot 10^8$ дин/см² [9]. Низкие значения прочности на разрыв, по мнению В.А. Магницкого [9], объясняются микротрещиноватостью пород, что, видимо, всегда имеет место в зонах глубинных разломов. Таким образом, полученные величины максимальных касательных напряжений в зоне Курайского разлома допускают возможность землетрясений с разрывным механизмом очага, тогда как для чисто сдвиговых деформаций этих напряжений недостаточно. В этой связи понятна концентрация эпицентров землетрясений в зонах Курайского, Шапшальского и Чарышско-Теректинского разломов [6].

В Кузнецко-Горношорском районе максимальные касательные напряжения составляют $0,2-0,4 \cdot 10^8$ дин/см² на глубинах порядка 10-15 км и $0,45-0,6 \cdot 10^8$ дин/см² на глубинах 45-60 км. Как видим, здесь выявляются существенные напряжения на нижней границе коры и под нею, а на малых глубинах напряжения почти вдвое меньше, чем в зоне Курайского разлома, что согласуется со слабой сейсмической активностью Кузнецкого разлома и всего района.

Приведенные выше результаты относятся к небольшой части региона, изученной полевыми работами 1965-1966 гг. И хотя материалы региональных геофизических исследований дают основания для распространения этих выводов на более широкую площадь, подобные работы по изучению связей аномальных полей с неотектоникой, современным рельефом и сейсмичностью нуждаются в дальнейшем развитии.

Л и т е р а т у р а

1. А р т е м ь е в М.Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. "Наука", 1966.
2. А р т ь ш к о в Е.В. Об установлении изостатического равновесия земной коры. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 1.
3. Д е в я т к и н Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1965, вып.126.
4. Д е м е н и ц к а я Р.М. Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным. Гостоптехиздат, 1961.
5. Д ж е ф ф р и с Г. Земля, ее происхождение, история и строение. ИЛ, 1960.
6. Ж а к о в с к и й Н.Д. Некоторые результаты исследования сейсмичности Алтае-Саянской горной области. В сб. "Региональные геофизические исследования в Сибири", Новосибирск, "Наука", 1967.
7. К о л м о г о р о в В.Г., К о л м о г о р о в а П.П. Характеристика современных вертикальных движений, геофизических полей и геологических элементов по профилю Красноярск - Иркутск. Геол. и геофиз., 1968, № 3.
8. Л а д ы н и н А.В. Вопросы методики вычисления и геологического истолкования гравитационных аномалий Грааф-Хантера. В настоящем сборнике.
9. М а г н и ц к и й В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М., "Недра", 1965.
10. Ц и б у л ь ч и к И.Д. О глубинах очагов землетрясений Алтае-Саянской области. Геол. и геофиз., 1966, № 5.

ОБ ИЗБИРАТЕЛЬНОМ ПОДНЯТИИ ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ КАЗАХСТАНА И АЛТАЯ

(Б.Г. Б о р о з д и н, В.П. С е м а к и н)

Многие интрузивы гранитоидов в Казахстане и на Алтае отчетливо выражаются в рельефе в виде горных массивов, резко возвышающихся над окружающей их территорией (рис. 1). Горные массивы в большинстве случаев совпадают с контурами выходов интрузивов, иногда выходят за их пределы, захватывая вмещающие породы. Слагаются они чаще позднегерцинскими (пермскими) гранитами и реже более древними или разновозрастными гранитами. В допермских интрузивах, кроме гранитов, иногда присутствуют гранодиориты, граносиениты, диориты и другие породы. Сложенные гранитоидами горные массивы имеют в плане изометричную (до 17 км в поперечнике) или близкую к овальной (до 40 км) форму. Часто наблюдаются также и островные горы сравнительно небольших размеров, которые располагаются обычно среди более крупных по размерам, сложенных гранитами участков с пониженным рельефом; островные горы имеют конусовидную, валоподобную или сложную форму.

Происхождение рассматриваемых форм рельефа одни исследователи связывают с повышенной стойкостью гранитов к выветриванию [7, II], другие считают, что граниты разрушаются быстрее вмещающих их пород, и в формировании рельефа некоторых массивов, в частности Бектауатинского, существенную роль отводят первичной интрузивной форме гранитных тел, которая наследуется

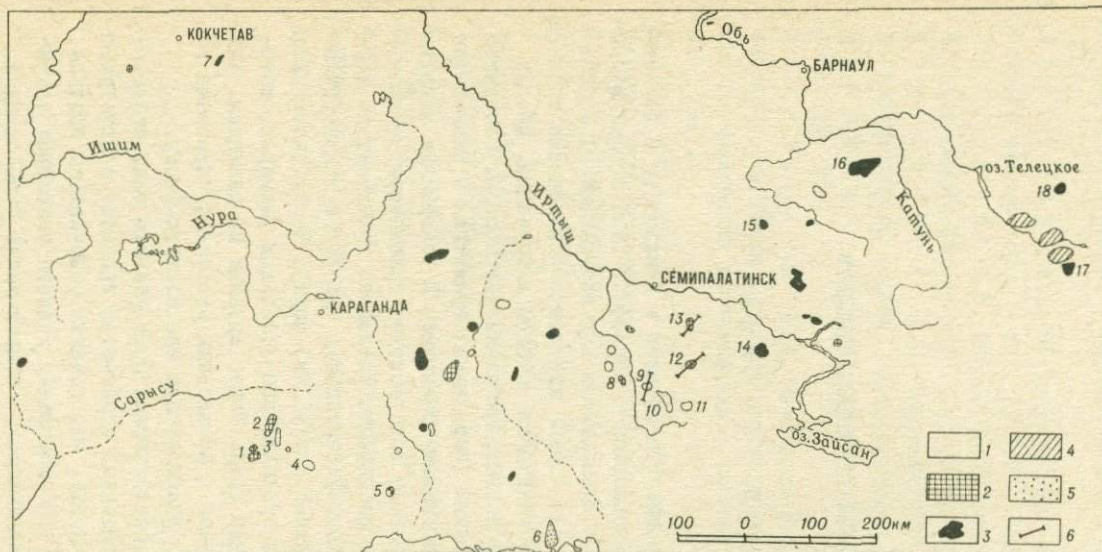


Рис. 1. Схема расположения гранитоидных интрузий, выраженных в рельефе.

Гранитные массивы, выраженные в рельефе: с относительным превышением 100–200 м (1); 200–300 м (2); свыше 300 м (3); 4 – горные массивы, частично сложенные гранитами; 5 – гранитные массивы, не выраженные в рельефе, но четко отраженные в гравитационном поле; 6 – положение расчетных профилей. Цифрами на схеме обозначены гранитные массивы: 1 – Кызыл-Тау; 2 – Ортау; 3 – Космурун; 4 – Шалтас; 5 – Бектауата; 6 – Катбарский; 7 – Боровской; 8 – Ордатас; 9 – Аркат; 10 – Альджановский; 11 – Кандыгатай; 12 – Койтас; 13 – Дельбегетей; 14 – Себинский (Коктау); 15 – Кольванский (Синюшинский); 16 – Белокуриха; 17 – Черный; 18 – Эри-Тайга.

современным рельефом; последнее обуславливается главным образом внутренней трещинной тектоникой массивов, определяющей развитие гидросети и особенности плоскостного смыва [3]. Ряд исследователей, проводивших работы в Казахстане и на Алтае, установили, что в формировании рельефа некоторых гранитных массивов существенная роль принадлежит новейшим движениям [5, 6, 13]; при этом подчеркивается неустойчивость гранитов к процессам выветривания [6, 13]. Однако, как показали исследования Е.А. Бабичева и других [4], по инженерно-геологическим характеристикам гранитоиды относятся к классу "высокопрочных" и в этом отношении превосходят лавы кислого состава, а также большинство метаморфических и сцементированных осадочных пород.

Способность гранитов к поднятиям Э.А. Сваричевская и В.И. Ягловкин [13] объясняют, в частности, приуроченностью их к ядрам верхнепалеозойских брахиантиклиналей, которые сохранили тенденцию к поднятию до настоящего времени. Гранитные интрузии рассматриваются ими как лакколитообразные тела с неглубоко залегающей подошвой, механически слабо связанные с внутренними частями земной коры и образующие в результате выдавливания их гранитные возвышенности ("ядра выдавливания").

По представлениям Э.Н. Лешневского, "...главной причиной подъема гранитоидов и формирования неотектонических поднятий являются либо процессы разуплотнения (и, как следствие, расширения), происходящие внутри "гранитного" слоя, либо локальное увеличение мощности этого слоя за счет присоединения к нему нижележащих (также расширяющихся) горизонтов земной коры" [9]. Г.И. Худяков [14] видит одну из возможных причин восходящих движений твердых интрузивных тел в многофазности внедрения магматических продуктов вдоль активизированных глубинных разломов. При этом он подчеркивает, что прямых доказательств процесса гранитизации земной коры в неогене и четвертичном периоде для территории южной части Дальнего Востока не имеется.

Наши наблюдения в ряде районов Казахстана и Алтая подтверждают вывод о том, что поднятие многих гранитных массивов произошло на этапе неоген-четвертичной активизации тектонических движений. Признаки новейших движений устанавливаются в пределах массивов Аркат, Белокуриха, Дельбегетей, Ордатас и др. Так, при пересечении Белокурихинского массива р. Песчаная

имеет антецедентный характер. Такое же явление устанавливается и на массиве Аркат. В пределах массива Ордатас местами наблюдаются "висячие" долины с неглубоким врезом и пологими склонами, которые примыкают к узким ущельевидным долинам и т. д. Для многих массивов при этом характерно то, что некоторые формы рельефа второго и более высоких порядков часто предопределяются расположением трещин пластовой отдельности, играющих, вероятно, определенную роль в процессе плоскостного смыва и "структурной" эрозии (массивы Аркат, Дельбегетей и др.). Особенно отчетливо это наблюдается на Катбарском массиве, где трещины пластовой отдельности играют существенную роль в формировании мелкосопочного рельефа; заметных новейших движений на этом массиве не установлено.

В ряде случаев трещины пластовой отдельности играют, по-видимому, решающую роль в определении морфологии гранитных останцовых гор. Так, ориентировкой трещиноватости, вероятно, объясняется форма крупных останцовых гор в Северо-Западной Калбе (горы Аиртау, Дунгалы и др.). Свообразным расположением трещин пластовой отдельности можно в какой-то мере объяснить существование островных гор в пределах крупных гранитных массивов.

При решении проблемы избирательного поднятия гранитных массивов определенную информацию могут дать гравиметрические данные. По имеющимся в нашем распоряжении материалам устанавливается, что гранитные массивы, выраженные в рельефе, отражаются в гравитационном поле локальными минимумами силы тяжести повышенной интенсивности. Аномалии имеют изометричную или овальную форму, обычно подобную очертаниям горных массивов. Наиболее отчетливо отражаются в гравитационном поле массивы Белокуриха, Дельбегетей, Ортау, Альджановский, а также Аркат, Шалтас, Себинский, Космурун и др. Аномалии силы тяжести имеют симметричное положение относительно горных массивов или несколько смещены по отношению к их центральным частям.

По аномалиям Буге нами рассчитана форма массивов Аркат, Дельбегетей и Койтас^х (рис. 2,3,4). Для каждого массива было выбрано по одному профилю, проходящему с юго-запада на северо-восток через максимальные значения отрицательных аномалий (см.

х Массив Койтас в рельефе не выражен.

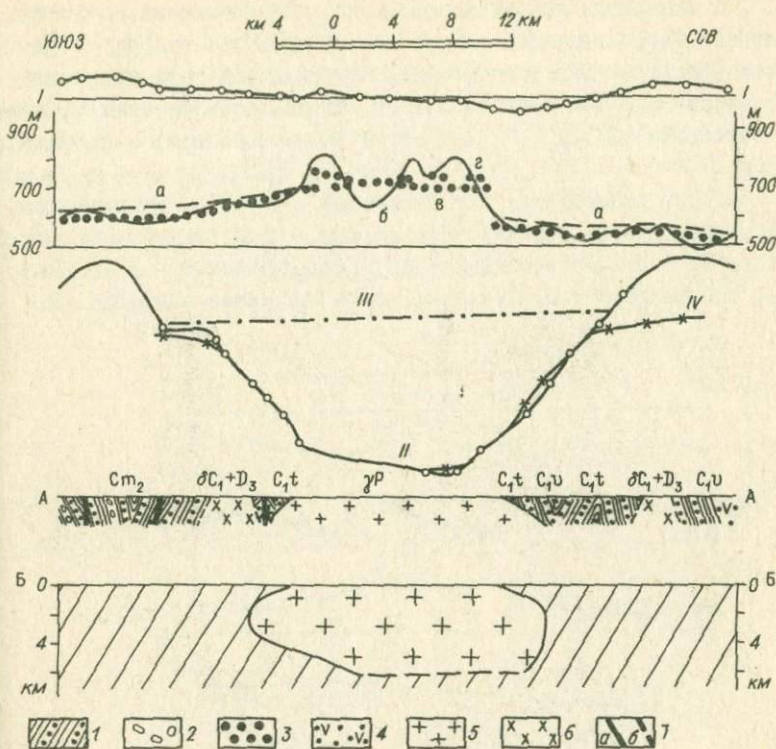


Рис. 2. Расчетный профиль по массиву Аркат.

I - осадочные, преимущественно песчано-сланцевые отложения, 2 - конгломераты, гравелиты, 3 - континентальные красноцветные образования (главным образом песчаники, сланцы), 4 - эффузивно-осадочные толщи, 5 - граниты, 6 - диориты, 7 - разломы, установленные (а) и предполагаемые (б).

Цифрами и буквами на схеме обозначены: кривые Δg : I - аномалии Грааф-Хантера, II - аномалии Буге исходные (масштабы Δg_x и Δg_B различны), III - регионального фона, IV - расчетная; а - предполагаемое положение донеогеновой денудационной поверхности выравнивания, б - топографический рельеф, в - осредненный рельеф, г - теоретический рельеф, при котором аномалии Грааф-Хантера над массивами равны 0: А - схематический геологический разрез; Б - расчетный профиль.

рис. 1). Выделение локальных аномалий, обусловленных гранитными телами, производилось в основном по общему характеру поля в районе массивов. Для приближенной оценки глубины залегания подошвы гранитных тел использовались методы, предложенные различными авторами [2, 12, 15], а основные расчеты велись методом подбора.

Расчеты показывают, что гранитные тела имеют значительное распространение на глубину. Максимальная мощность массива Аркат составляет 6 км, Дельбегетей - 8,2, Альджановский - 9 км. Расчеты, выполненные Е.П. Пучковым, дают следующие значения мощ-

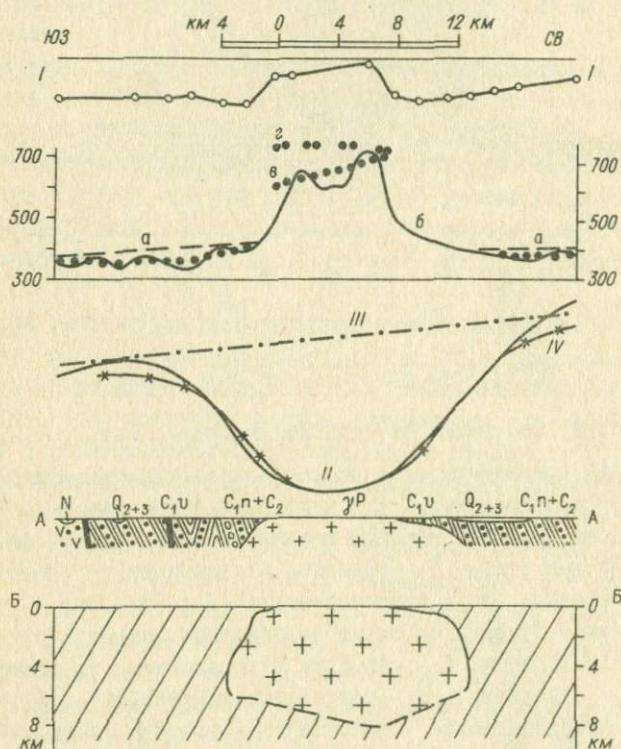


Рис. 3. Расчетный профиль по массиву Дельбегетей (обозначения см на рис. 2).

ностей гранитных тел (в км): Космурун - 4; Кандыгатай - 5,5; Ортау - 10; Белокуриха - 12. По данным Ф.С. Моисеенко, максимальная мощность массива Шалтас составляет 6,5 км [10]. Результаты сопоставления мощностей гранитных тел с относительным их превышением приведены на графике [рис. 5], который показывает прямую пропорциональную зависимость между этими величинами. Та-

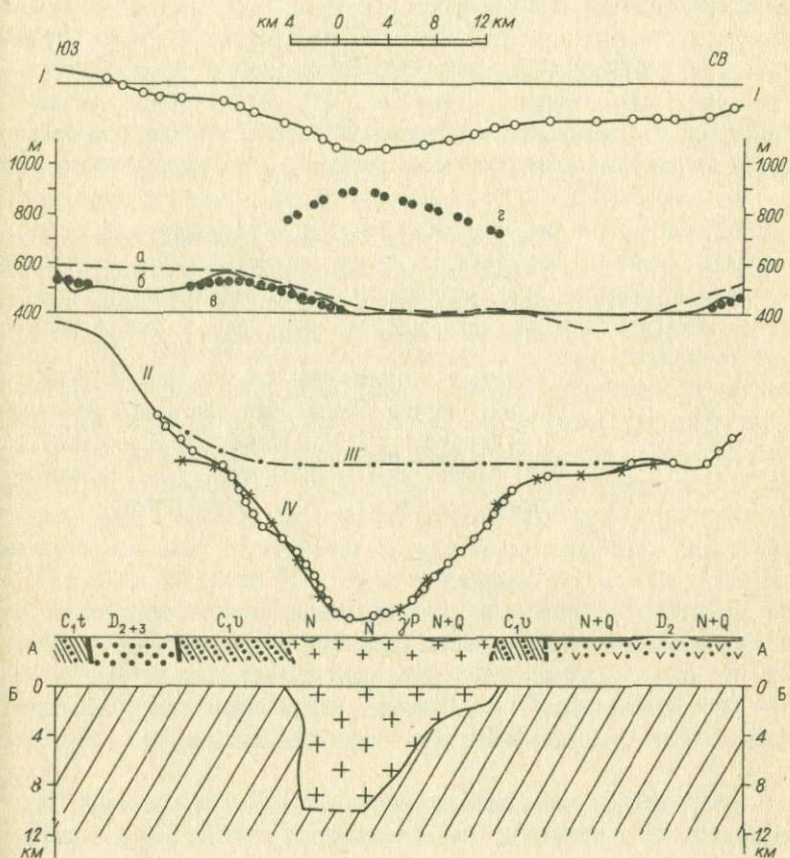


Рис. 4. Расчетный профиль по массиву Койтас (условные обозначения см. на рис. 2).

ким образом, по аномалиям Буге над гранитными горными массивами устанавливаются локальные "корни гор" - недостаток масс на глубине компенсируется в той или иной степени топографическими массами горных массивов.

Для оценки степени компенсации современного рельефа гранитных горных массивов и прилежащих к ним участков использовались аномалии в редукции Графф-Хантера, вычисление которых производилось по формуле [8]:

$$\Delta g_x = \Delta g_{Б(г)} + 0,0418 \sigma_0 \cdot h_{ср} ,$$

где $\Delta g_{Б(г)}$ - аномалия в редукции Буге или топографической;
 σ_0 - плотность промежуточного слоя; $h_{ср}$ - средняя высота в

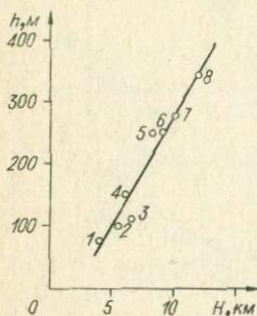


Рис. 5. График зависимости величины относительного превышения горных массивов от мощности гранитных тел (по максимальным значениям на участках, прилежащих к профилям).

Условные обозначения см. на рис. 2. Цифрами на графике обозначены гранитные массивы: 1 - Космурун, 2 - Кандыгатай, 3 - Шалтас, 4 - Аркат, 5 - Дельбегетей, 6 - Альджановский, 7 - Ортау, 8 - Белокуриха.

точке наблюдения. Осреднение рельефа проводилось отдельно для горных массивов и окружающей их территории по некоторой площади по обе стороны от профиля. Характер кривых Δg_x , полученных при таком способе осреднения, также показывает, что гранитные массивы имеют тенденцию к локальной компенсации [см. рис. 2, 3].

Соотношение между дефектом масс гранитных тел и топографическими массами горных массивов и характер кривых Δg_x показывают, что стремление гранитных массивов к локальной компенсации реализуется на фоне новейших поднятий разных порядков, при этом поднятию гранитных массивов способствует направленное в ту же сторону действие изостатических сил.

Наряду с выраженными в рельефе массивами имеются также гранитные тела, которые резко выделяются в гравитационном поле, но слабо выражены в рельефе. К ним относятся, например, Катбарский массив в Северном Прибалхашье, массив Койтас и др. (см. рис. 1). Подобные массивы, но не вскрытые эрозией, устанавливаются по гравиметрическим данным и в других местах (Лазаревский массив, небольшие массивы, расположенные к востоку и юго-востоку от Альджановского и др.). По петрографическому составу, размерам, форме, характеру локальных аномалий Буге и мощности эти гранитные тела сходны с массивами, выраженными в рельефе (см. рис. 4). Аномалии Грааф-Хантера над ними имеют отрицательные значения повышенной интенсивности (Койтасский, Катбарский, Лазаревский массивы и др.). Таким образом, многие гранитные тела, имеющие повышенную мощность, не испытывают процесса поднятия.

В настоящее время механизм поднятия гранитных массивов под действием изостатических сил не вполне ясен, и для объяснения его приходится прибегать к предположениям, подобным уже упоминавшимся выше и пока еще не подтвержденным фактическими материалами. Нам представляется, что понижение вязкости гранитов может быть обусловлено продолжающимся процессом гранитизации земной коры под гранитными телами, которая может осуществляться либо путем поступления магматических расплавов, либо путем метасоматоза при повышенной температуре. Гранитизация или повышение температуры является следствием активизации разломов. Эти положения в основном согласуются с представлениями Э.Н. Лишневского [9] и Г.И. Худякова [14] о продолжающемся в новейшее время процессе гранитизации земной коры. Очень интересным в этом отношении является тот факт, что в южной части массива Кызылтау [6] в районах предполагаемых центров поступления магмы [1] располагаются участки резкого обновления рельефа, в связи с чем последние могут рассматриваться как зоны унаследованной активизации.

Гранитные массивы, имеющие значительную мощность, но не выраженные в рельефе, представляют, вероятно, неактивизированные зоны, где процессы гранитизации или другие явления, ведущие к снижению вязкости пород, не происходили. Изостатическому "всплыванию" гранитных тел, не вскрытых эрозией, вероятно, препятствуют также силы сцепления пород кровли.

В ы в о д ы

1. Рельеф многих гранитных массивов Казахстана и Алтая является следствием новейшей тектоники при существенной роли "структурной" эрозии, которая предопределяется в значительной мере трещинами пластовой отдельности. Формирование гор конусо-видной, валоподобной или сложной формы часто обусловливается расположением трещин пластовой отдельности, влияющим на особенности "структурной" эрозии и плоскостного смыва.

2. Величина относительного превышения гранитных горных массивов прямо пропорциональна мощности гранитных тел. Одной из возможных причин избирательного поднятия гранитных массивов являются изостатические силы.

3. Механизм "всплывания" гранитных массивов неясен. Можно лишь предположительно связывать его с понижением вязкости пород в нижней части гранитных массивов или у их подошвы за счет магматической или метасоматической гранитизации при повышенной температуре из-за активизации разломов.

4. Гранитные массивы, имеющие значительную мощность, но слабо выраженные в рельефе, представляют, вероятно, зоны, где процессы гранитизации или другие явления, ведущие к снижению вязкости пород, не происходили.

Л и т е р а т у р а

1. А в д е е в А.В., З е й л и к Б.С. К вопросу о становлении гранитных массивов Ортау и Кызылтау в Центральном Казахстане. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 74, 1962.
2. А л е й н и к о в А.Л., К у з н е ц о в В.А. Номограмма для решения обратной задачи гравиметрии в случае наклонного контакта, выходящего на поверхность. Тр. Свердл. горн. ин-та, 1963, вып. 44.
3. А э р о в Г.Д., К у д р я в ц е в Ю.К., М а р а е в а Р.Н., П о п о в В.С. Геологическое строение Бектауатинского гранитного массива (Центральный Казахстан). Сов. геол., 1966, № II.

4. Баби́чев Е.А., Краси́лова Н.С., Лео́нов Г.П., Серге́ев Е.М. и др. Геологическое строение и инженерно-геологическая характеристика долины Верхнего Амурса. Изд-во МГУ, 1962.
5. Де́вяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1965, вып. 126.
6. До́нских В.В., Клу́шкин В.В. Влияние новейших движений на формирование рельефа Сарысу-Моинтинского водораздела. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, 1962, т. 74.
7. Ефи́мцев Н.А. Четвертичное оледенение Западной Тувы и восточной части Горного Алтая. Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 61, 1961.
8. Ла́дынин А.В. Гравитационные аномалии в редукции Грааф-Хантера и изостатическое состояние земной коры в Забайкалье. Геол. и геофиз., 1966, № 3.
9. Ли́шневский Э.Н. Об активной роли гранитных интрузий в процессе горообразования. Геотектоника, 1965, № 3.
10. Мо́исеенко Ф.С. К вопросу о морфологии крупных интрузий Центрального Казахстана. - БМОИП, отд. геол., 1964, т. XXXIX, № 4.
11. О́бручев В.А. Особенности рельефа Казахстана и возможное объяснение их. Алма-Ата, 1946.
12. Па́влов Ю.А. О применении метода касательных для интерпретации кривых Δg над вертикальным уступом. - Геол. и геофиз., 1962, № 12.
13. Сва́ричевская З.А., Яго́вкин В.И. Явления выдавливания гранитных массивов и их роль в образовании островных гор Центрального Казахстана. - Вестн. ЛГУ, серия геол. и геогр., 1966, № 24, вып. 4.
14. Ху́дяков Г.И. О происхождении хребтов в южной части Дальнего Востока. - В сб.: "Тектонические движения и новейшие структуры земной коры". М., "Недра", 1967.
15. Яро́ш А.Я. Определение глубины залегания нижней плоскости уступа по аномалии силы тяжести. Тр. Свердл. горн. ин-та, 1963, вып. 44.

МОРФОЛОГИЯ НОВЕЙШИХ СТРУКТУР
АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ И СЕИСМИЧНОСТЬ

(Ф.С. Моисеенко)

Предварительные замечания

Тектоническая структура, как складчатая геосинклинальная, так и складчато-глыбовая областей неоген-четвертичной активизации, по своему строению близка к аномальным потенциальным физическим полям и, в частности, к гравитационному полю. Как и аномальное поле силы тяжести, она нуждается при анализе в разделении наблюдаемой суммарной тектонической структуры на составляющие разных порядков. Без такого разделения возникают недоразумения уже на стадии простого выделения структурных элементов, поскольку в одни группы попадают совершенно несопоставимые по своим размерам и амплитуде и сходные лишь по форме структуры. Например, некоторые геологи [3 и др.] к одной категории структур относят и Алтайское, и Западно-Саянское, и Таннуольское поднятия, что затушевывает даже самые крупные черты новейшей структуры Алтае-Саянской области.

Неоген-четвертичная структура Алтае-Саянской области отличается исключительной сложностью. Вследствие этого роль дифференцированного анализа при ее изучении особенно значительна.



а б в г д е ж з и

Рис. 1. Схема новейшей структуры Алтае-Саянской горной области:

а - поднятия, б - прогибы, в - межгорные и внутригорные впадины, г - Западно-Сибирская низменность. Контурные структурные элементы: д - 2-го порядка, е - 3-го порядка, ж - 4-го порядка и 5-го порядка, з - нечетко выраженные контуры структурных элементов различных порядков, и - разломы. Внутригорные впадины: 1 - Уймонская, 2 - Курайская, 3 - Джудукульская, 4 - Урегнурская, 5 - Чуйская, 6 - Бертекская, 7 - Бобровская, 8 - Марка-Кульская, 9 - Телецкая, 10 - Кургуннурская, 11 - Толбонурская, 12 - Делвинская, 13 - Хадинская, 14 - Балгазинская, 15 - Ойгон-Нурская, 16 - Телмин-Нурская.

Прогибы и грабен: 17 - Усть-Канский, 18 - Верхне-Коксинский, 19 - Курайский, 20 - Балкауский, 21 - Джудукульско-Урегнурский, 22 - Верхне-Жасатерский, 23 - Пугачевский, 24 - Майкопчегайский, 25 - Хову-Аксыйский, 26 - Бусингольский.

Краткая характеристика неостектонических структур

В настоящее время представляется возможным произвести качественный анализ "спектрального состава" новейшей структуры Алтае-Саянской области. Ее количественная характеристика, очевидно, — дело недалекого будущего.

Структуры первого порядка

Алтае-Саянская горная область представляет собой мегаподнятия высшего порядка на фоне гигантского геоподнятия, охватывающего Центральную и Восточную Азию. Она сама распадается на поднятия и прогибы различных порядков (рис. 1). Структурные элементы первого порядка составляют Алтайское и Восточносаянско-Хангайское поднятия, разделяющий их Хакаско-Монгольский прогиб и расположенный на юго-западе области Джунгаро-Зайсанский прогиб [20, 42]. В северо-западном направлении наблюдается постепенное погружение фона, на котором они выделяются.

Алтайское поднятие охватывает Монгольский и Русский Алтай, Салаир-Кузнецкий район, Горную Шорию и прилегающие участки Западного Саяна и хр. Танну-Ола. Оно простирается в северо-западном направлении и в плане имеет форму треугольника, тупой угол которого обращен на юго-запад. Ширина его изменяется от 250-300 км на юго-востоке до 650 км в средней части. Средняя часть его поднята на 3-4,5 тыс. м над ур. м., понижаясь в прогибах до 1500-2000 м. Высота его, определенная как высота складки, достигает 3,5 тыс. м. На северо-западе поднятие расщепляется на веер поднятий и прогибов четвертого порядка. Русско-Алтайская и Монгольско-Алтайская части Алтайского поднятия отличаются одна от другой. Первая представляется как бы периклиналью свода, разбитой на глыбы почти широтного простирания, раздробленные в свою очередь на более мелкие, различно ориентированные блоки, вторая — сравнительно узкой глыбовой структурой, осложненной преимущественно продольными узкими поднятиями и впадинами большой амплитуды, обычно разделенными разломами.

Восточносаянско-Хангайское поднятие охватывает собственно Восточный Саян, Хангай, Сангилен и обширный горный узел в райо-

не оз. Хубсугул, прослеживаясь почти на 1000 км по простиранию с юга на север и достигая ширины 500 км на широте хр. Сангилен. Форма его в плане неправильно-угловатая, напоминающая ромбовидную. Амплитуда его воздымания изменяется от 500-700 м на севере до 3500 м на юге. Относительная высота поднятия 300-700 м в северной части района, 2000-2500 м - в южной половине. Восточно-Саянско-Хангайское поднятие расчленяется на ряд поднятий, прогибов, глыб более высокого порядка, ориентированных в северо-западном широтном или близком к широтному направлению. В юго-восточной половине поднятия проявляются структурные элементы меридионального и даже северо-северо-восточного простирания. Очертания Восточно-Саянско-Хангайского поднятия неровны и нечетки. Лишь на северо-востоке оно имеет достаточно резкое ограничение. Нечеткость его контуров обусловлена выступанием на разное удаление от его свода поднятий второго и третьего порядков, ориентированных резко несогласно по отношению к нему самому.

Хакасско-Монгольский прогиб, протягивающийся с севера на юг более чем на 1200 км, имеет вид желоба переменной ширины: от 200 км на севере до 400 км на юге. Западно-Саянским поднятием он делится на Хакасский прогиб, наиболее прогнутые части которого находятся на высоте 300-400 м, и впадину Больших озер с высотами не ниже 700-900 м. "Стрела прогиба" измеряется сотнями метров на севере и достигает 2000 м и более на юге.

Зайсанско-Джунгарский прогиб объединяет Джунгарскую и Зайсанскую впадины и Чарский прогиб. Высоты в его пределах изменяются от 250 до 700 м и только на крайнем юго-востоке порой превосходят 1000 м. Очертания прогиба очень сложны, что обусловлено впадением в него Тарбагатайского поднятия [20]. Прогиб асимметричен: его юго-западное крыло поднято значительно менее, чем северо-восточное. "Стрела прогиба" увеличивается к югу, возрастая от сотен метров до 4000 м.

Морфология структур первого порядка изменяется с севера на юг. Если в северной части они могут быть представлены как огромного радиуса складки, то в средней и южной это скорее всего формы складчато-глыбовые, причем глыбовая компонента преобладает у Алтайского поднятия.

Структуры второго порядка

В Алтайском поднятии намечаются Советско-Алтайское и Монгольско-Алтайское поднятия второго порядка. Возможно, следует выделить и Салаиро-Кузнецкое поднятие.

Советско-Алтайское поднятие имеет в плане вид широтно ориентированного овала, длинные стороны которого очерчены разломами, а короткие затухают постепенно. Ширина его около 400 км, длина около 600 км.

Монгольско-Алтайское поднятие представляется несколько расширяющимся к северо-западу горстом северо-западного простирания, прослеживаемым на 200-300 км.

Салаиро-Кузнецкое поднятие расплывчато по своим очертаниям, но в общем оно ориентировано в северо-западном направлении. Амплитуда его не превосходит 1000 м. С соседними структурными элементами оно сопрягается, как правило, плавно.

В Восточно-Саянско-Хангайском поднятии выделяются Восточно-Саянское, Сангилен-Китойское и Хангайское поднятия второго порядка. Восточно-Саянское и Сангилен-Китойское поднятия не имеют четкого разграничения восточнее Тоджинского прогиба.

Восточно-Саянское поднятие слегка вытянуто в западно-северо-западном направлении. Протяженность его по длинной оси около 500 км при ширине до 250 км. Амплитуда воздымания достигает 2500 м при относительной высоте до 1500-1800 м.

Сангилен-Китойское поднятие отличается большой амплитудой воздымания (до 3000 м) и очень нечеткими очертаниями. Простирание его близко к широтному. Длина около 600 км, ширина не более 300 км. Для него весьма характерна резкая дифференцированность и контрастность структур более высоких порядков.

Хангайское поднятие имеет четко выраженную северо-западную ориентировку и почти грибовидные очертания в плане: оно резко расширяется в северо-западной половине. Длина его около 600 км, ширина 250 на юго-востоке и почти 500 км на северо-западе. Амплитуда поднятия 3500 м при относительной высоте до 2000 м. Ограничения его часто дизъюнктивного характера, и поднятие в целом представляется крупным слабо деформированным пликативно массивом, поднятым по разломам.

Хакасско-Монгольский прогиб, как уже отмечалось, разделен перемычкой из Западно-Саянского и Таннуольского поднятий на Хакасский прогиб и впадину Больших Озер, т.е. прогибы второго порядка.

Хакасский прогиб имеет в плане вид расширяющегося к северо-западу и юго-востоку прямоугольника размером 200х350 км. Относительная глубина прогиба измеряется сотнями метров и лишь в южной части превосходит 1000 м. На юге прогиб ограничен разломом большой амплитуды.

Впадина Больших Озер представляет собой сложно построенную грабец-синклиналь угловато-овальных очертаний с размерами примерно 400х600 км, глубиной относительного погружения от 1000 до 3000 м. Со всех сторон, кроме восточной, она ограничена разломами, амплитуда которых нередко превосходит 1000 м. С востока в нее вклиниваются мелкие поднятия Хангайского массива.

В Зайсанско-Джунгарском прогибе обособляются Джунгарская и Бийско-Барнаульская впадины. Зайсанскую впадину и Чарский прогиб следует рассматривать уже как элементы третьего порядка

Джунгарская впадина заходит на описываемую территорию лишь своей северной частью, распадающейся на ряд впадин и прогибов более высокого порядка (Зайсанская впадина, Улюнгурский прогиб и др.).

Бийско-Барнаульская впадина как бы наложена на северную часть Алтайского поднятия. Ориентировка ее близка к широтной. Размеры примерно 200х350 км. Очертания угловато-овальные. Ограничения с юга и севера чаще разрывные, на востоке нечеткие, на западе впадина сливается с равниной Западно-Сибирской низменности.

Структуры третьего порядка

Структурные элементы третьего и более высоких порядков многочисленны, поэтому ограничимся их общей характеристикой.

В Алтайском поднятии основными структурными элементами третьего порядка являются Северо-Алтайское, Катунское, Нарымское, Шапшальское, Салаирское и Кузнецкое поднятия. Как ответ-

вление Советско-Алтайского поднятия могут рассматриваться почти неотделимые от него Западно-Саянское и Таннуольская глыба в своих западных частях. Особенностью Алтайских поднятий третьего порядка является их широтное простирание, согласное с простиранием Советско-Алтайского поднятия второго порядка, но резко секущее по отношению к Алтайскому поднятию. Исключение составляет Шапшальское поднятие; которое ориентировано в северо-западном направлении. Они отделены одно от другого разломами и даже цепочками мелких межгорных котловин [35], а Катунское и Нарымское, кроме того, наклонены на юг, круто обрываясь к северу.

Наибольшей амплитудой воздымания отличается Катунское поднятие, составляющее как бы осевую часть Русского (Советского) Алтая. Оно простирается примерно на 600 км с запада на восток при ширине 100-125 км и представляет собой глыбу, наклоненную на юг и ограниченную с севера, юга и востока разломами. На западе оно, видимо, оканчивается, как и полагает В.П. Семакин, Калбинским поднятием. По северной границе поднятия прослеживается целая цепочка мелких межгорных котловин (Уймонская, Курайская и др.). Осевая часть Катунского поднятия характеризуется высотами в 3800-4500 м. Южное крыло его понижается до 2500-3000 м, западное до 1000-1200 м. В пределах Зырянковского прогиба, отделяющего Катунское поднятие от Калбинского, древние поверхности выравнивания в большинстве случаев, вероятно, лежат на высоте 1000-1400 м над ур. м. Над Северо-Алтайским поднятием Катунское возвышается на 500-2000 м.

Нарымское поднятие на юг нисходит рядом глыб, каждая из которых также сравнительно полого падает на юг и ограничивается уступом с севера. На западе Нарымское поднятие постепенно погружается в сторону Зайсанской впадины, на востоке сливается с осевой частью Алтайского поднятия, достигая здесь высоты в 4000 м и более.

Северо-Алтайское поднятие представляет собой сложно построенную глыбу широтного простирания, очень слабо наклоненную на северо-запад. На севере по разломам оно граничит с Бийско-Барнаульской впадиной, а также Салаирским и Кузнецким поднятиями, на западе уходит под кайнозойские отложения, на востоке сливается с Западно-Саянским и Шапшальским поднятиями. При ширине в 200-250 км Северо-Алтайское поднятие имеет протяженность

более 500 км. Максимум воздымания приходится на восточную часть поднятия, где абсолютные высоты нередко близки к 3000 м. В западной его половине они обычно не достигают 2500 м, а в прогибах уменьшаются до сотен метров.

Шапшальское поднятие объединяет ряд структур более высокого порядка: Шапшальский массив, Чулышманское поднятие и, вероятно, Хархира-Нурское поднятие. Может быть, к нему следует отнести и Курайское поднятие. Шапшальское поднятие простирается примерно на 400 км при ширине около 200 км. Оно характеризуется большой амплитудой воздымания (до 3000-4000 м), высокой контрастностью и невыдержанностью ориентировки осложняющих его структурных элементов.

Поднятия третьего порядка в Монгольско-Алтайском и Салаирско-Кузнецком поднятиях второго порядка, как правило, ориентированы согласно последним. Но в пределах первого они составляют дифференцированную и контрастную систему большеамплитудных горст-антиклиналей и грабен-синклиналей с преобладанием глыбовой компоненты, а на территории второго — это малоамплитудные, слабо выраженные в рельефе и слабо дифференцированные поднятия и прогибы.

В Восточносаянско-Хангайском поднятии к числу элементов третьего порядка могут быть отнесены Сангиленское, Обручевское, Удинское, Манско-Агульское, Хубсугульское, Западное и Восточное поднятия Хангая, Годжинская впадина, Джугнаймурский прогиб и др. Это глыбовые формы, ограниченные разломами, имеющие ширину 70-200 км и длину 100-350 км. Очертания их угловаты, реже овалыны. По амплитудам, дифференцированности, контрастности и ориентировке они существенно различаются для каждого из поднятий второго порядка, на фоне которых они развиты. Однако общим почти для всех них является близкое к широтному простираение к западу от меридиана 98° в.д. Наибольшей амплитудой, дифференцированностью и контрастностью отличаются структуры третьего порядка, осложняющие Сангилен-Китайское поднятие. В центральной части поднятия здесь преобладают поднятия и прогибы почти меридионального простираения с относительной высотой до 1500 м и большими градиентами наклона склонов.

В Хангайском поднятии сочетаются структурные элементы третьего порядка, простирающиеся в северо-западном, широтном и

северо-восточном направлениях. Дифференцированность и контрастность их значительно ниже, чем в Сангилен-Китойском поднятии.

Структурные элементы третьего порядка в Хакасско-Монгольском прогибе (Минусинская, Балахтинская, Убсу-Нурская, Хиргис-Нурская, Шаргын-Цаган-Нурская впадины, Таннуольская и Ханхухейская глыбы и др.) отличаются широким простиранием, секущим по отношению к структурам первого и второго порядков. Они характеризуются часто овальными очертаниями в плане, пологим наклоном их крыльев при большой контрастности ограничений в случае разрывного их характера и сравнительно малой амплитудой относительных высот и глубин. В пределах впадины Больших Озер преобладают структуры третьего порядка, ограниченные разломами.

В Зайсанско-Джунгарском прогибе структурные элементы третьего порядка имеют простирание, близкое к широтному.

Приводимые характеристики впадин в отношении их профиля и амплитуды прогиба ("стрелы прогиба") являются приблизительными, поскольку они даны без учета того, что рельеф поверхности третичного пенеппена может существенно отличаться от рельефа современной земной поверхности в их пределах. Впадины Алтае-Саянской области различаются по характеру и мощностям выполняющих их кайнозойских отложений [9, 12, 15, 26, 32, 45] и времени заложения. В.А. Апродов [1] отмечает в пределах Монгольской части региона общий закономерный рост мощностей третичных отложений от нескольких десятков метров на севере до 1000 м на юге. По Б.А. Петрушевскому [27], увеличение мощностей третичных отложений по мере удаления от Алтайского поднятия имеет место и в Джунгарской впадине. В Бийско-Барнаульской и Зайсанской впадинах мощность третичных отложений измеряется многими сотнями метров и достигает в последней из них 1500 м [4]. Кузнецкий прогиб, впадины Хакасского прогиба, большинство внутригорных впадин Алтая (Джунгарская, Бертекская, Маркакульская и др.) характеризуются мощностью третичных отложений в десятки и немногие сотни метров. Исключение составляет Чуйская впадина, где по Г.Ф. Лунгерсгаузену и О.А. Раковец [15] мощность третичных отложений достигает 1000 м. Заложение впадин периферии Алтае-Саянской области относится к различным периодам мезозоя, впадины же ее срединных частей четко обособились лишь в третичное время, причем не одновременно.

Четвертичные отложения характеризуются непостоянством мощностей и фаций, к тому же наибольшая мощность и наибольшая грубость осадков их наблюдается в районах, испытавших особенно контрастные неоген-четвертичные движения.

Структуры четвертого порядка

К востоку от Алтайского поднятия структурные элементы четвертого порядка отличаются от элементов третьего порядка в основном своими меньшими размерами и большей контрастностью. Особенно это проявляется в Сангилен-Китойском поднятии, где появляются даже впадины байкальского типа [41], например, Хубсугульская с амплитудой относительного поднятия около 1600 м, и в южной части впадины Больших Озер.

Нами лучше других изучены структурные элементы четвертого порядка на Алтае. Это Шапшальский массив, Сумультинское, Башелакское, Ивановское, Тигирецкое, Курчумское, Укокское поднятия, Ануйский и Нарымский прогибы и др. В большинстве случаев эти элементы представляют собой складчато-глыбовые формы. Изображенные в изогипсах, они выглядят как обломки складчатых структур, различные по своим очертаниям в плане, по амплитудам и крутизне наклона сгибающих их поверхностей. Ориентировка их различна. Так, в пределах Северо-Алтайского поднятия они имеют обычно северо-западное простирание, несогласное с простиранием материнского поднятия, но согласное с направлением палеозойских складок. В Катунском поднятии наблюдаются как северо-западное, так и широтное простирания элементов четвертого порядка, в Нарымском-восток-северо-восточное, также секущее, хотя и под острым углом, к простиранию поднятия третьего порядка.

Ориентировка структур четвертого порядка контролируется разломами. Они имеют секущее положение по отношению к материнским структурам обычно там, где наблюдается концентрация разрывных нарушений соответствующего простирания. Так, в полосе вдоль границы Рудного и Горного Алтая и в Восточной части Алтая простирание описываемых структур, как и многочисленных, развитых здесь разломов, северо-западное. В широкой же полосе между указанными участками количество и амплитуда разломов уменьшаются и

структуры четвертого порядка в Катунском поднятии сохраняют широкое простираение, согласное с простираением материнского структурного элемента.

Структуры пятого и шестого порядков

Структурные элементы высших порядков, особенно пологие, изучены еще далеко не достаточно. Поэтому мы ограничимся анализом их лишь по территории Алтая, по которой В.П. Семакиным была составлена структурная неотектоническая карта масштаба 1:1000000 в изогипсах [35].

Характер структурных элементов пятого и шестого порядков существенно различен в разных районах Алтая не только по морфологическим признакам, но и по соотношениям со структурными элементами более низкого порядка. Иногда они образуют как бы зоны глыбовых структур, сквозные по отношению к более крупным структурным формам, но явно испытывающие в разных своих частях влияние последних. Одна из таких зон (Колывань-Маркакольская) прослеживается примерно вдоль Северо-Восточной зоны смятия. Для нее характерны мелкие глыбовые и реже складчато-глыбовые формы. В пределах Северо-Алтайского поднятия они сравнительно крупны и имеют очертания неправильной формы четырехугольников или многоугольников с отношением K длины к ширине 2:3 и северо-западного направления. В Катунском поднятии вдоль восточной окраины Зыряновского прогиба структуры пятого и шестого порядков представляются сильно удлинненными горстами и грабенами ($K=4:8$) северо-западного простираения. В Нарьмском поднятии они весьма разнообразны по форме в плане и ориентировке. Форма их треугольная, прямоугольная, многоугольная, трапециевидная. Поверхность их часто изогнута. Отношение длины к ширине редко превосходит 2. Относительные амплитуды измеряются первыми сотнями метров.

Вторая зона глыбовых структур (Иолго-Чуйская) намечается в полосе Чуйской впадины и Сумультинского поднятия. Для нее характерно преобладание складчато-глыбовых форм неправильных очертаний в плане, с малой величиной K и большой относительной амплитудой (уменьшающейся в северо-западной части зоны).

Линейные формы характерны здесь лишь для района Курайского и Сумультинского поднятий.

Третья зона, Чулышманская, простирается, как и две первые, в северо-западном направлении. Она отличается развитием почти изометричных, иногда овальных в плане горст-брахантиклиналей, амплитуда которых измеряется 500-1000 м.

Намечается также своеобразная зона, лежащая к югу от линии Нарымский прогиб - Алашский прогиб, на которую приходится участки неоген-четвертичных поднятий Алтая наибольшей амплитуды. Для этой зоны (Нарымско-Шапшальской) весьма характерно восток-северо-восточное простирание многих разрывных нарушений и складчато-глыбовых структур высоких порядков. Эта зона является секущей по отношению к структурным элементам четвертого и третьего порядков и часто обуславливает выкальвание из них угловатых глыб сложных очертаний в плане.

Детальные исследования В.П. Семакина [36] в районе Нарымского поднятия показали, что многие структурные элементы высокого порядка являются горст-антиклиналями и грабен-синклиналями в 20-50 км по простиранию и 10-30 км шириной.

В районе Шапшальского массива и Чулышманского поднятия складчато-глыбовые формы часто образуют как бы горсты-куполы в 20-40 км в поперечнике. Градиент изгиба [21] или наклона поверхности пенеплена в обоих районах изменяется от 0,03 до 0,10. Складчато-глыбовые структуры высоких порядков северной части Алтайского поднятия отличаются от описанных главным образом малым градиентом наклона их "крыльев", малой амплитудой. Количество таких структур, по крайней мере доступных для выделения, резко понижается, т.е. дифференцированность структуры здесь затухает. Например, слабо дифференцированы Ануйский прогиб и центральная часть Катунского поднятия.

Разрывные нарушения

Разрывные нарушения - один из важнейших элементов новейшей тектоники региона. Среди них большую роль играют омоложенные разломы с перемещениями по древним палеозойским швам [8, 16, 26, 27, 41, 44 и др.]. Амплитуда перемещения по некоторым из

них достигает порой 1000–2000 м и даже более (Северо-Саянский, Нарымский, Восточно-Ачитурский разломы и др.). Широко развиты и накладывают часто решающий отпечаток на характер новейшей структуры области разломы, заложение и развитие которых можно отнести к неоген-четвертичному времени. Особенно рельефно эти разломы выражены там, где секут палеозойские складчатые сооружения под углом и контрастность новейших тектонических движений наиболее значительна. В районах пересечения с такими молодыми разломами наблюдается наиболее значительное оживление палеозойских разрывов. Характер разрывных нарушений в большинстве случаев остается неизвестным. Обычно это, вероятно, сбросы. Нередко же, особенно в случаях большой амплитуды перемещения поднятого крыла, разломы имеют характер надвигов [II, 26 и др.]

Некоторые особенности новейшей структуры

Структурные элементы, как следует из приведенного выше краткого описания, находятся в весьма сложных соотношениях друг с другом. Они создают сложную структурную решетку, в которой элементы одного порядка часто являются секущими по отношению к элементам другого [20]. При этом структуры высших порядков больше других подчинены в своей ориентировке плану строения палеозойских геосинклинальных сооружений. У структур более низких порядков такая подчиненность проявляется не столь четко. С древними структурными направлениями связаны и зоны глыбовых структур. В этом отношении особый интерес представляет Нарымско-Шапшальская зона, которая в свете современных данных располагается на месте позднекаледонского геосинклинального прогиба [14].

Структурная решетка обычно имеет закономерный характер в том смысле, что элементы одного порядка (выше второго) сходны по ориентировке. Однако в отдельных районах эта закономерность резко нарушается. В числе таких районов – Нарымский хребет, Прихубсугульский район, Шапшальское поднятие, Причуйский район. Здесь же в морфологии складчато-глыбовых форм преобладает дизъюнктивная компонента, велики градиент наклона и амплитуда относительного поднятия.

Новейшая структура Алтае-Саянской области неоднотипна по морфологии. Неоднотипность ее проявляется уже в различии структурных элементов первого порядка. Различие рельефно проявляется в характере их очертаний: "рваные", зубчатые края Восточносаянско-Хангайского поднятия контрастируют со сравнительно плавными контурами Алтайского поднятия. Первое из них, кроме того, отличается более резко выраженной широтной ориентировкой структур третьего и четвертого порядков и меньшей четкостью проявления в их морфологии пликативной компоненты.

Структурные элементы второго порядка различаются по очертаниям, амплитуде, ориентировке и соотношению элементов глыбового и складчатого характера (например, Монголо-Алтайское, Советско-Алтайское и Салаир-Кузнецкое поднятия).

Структуры высоких порядков наиболее многообразны и изменчивы по морфологии, что обусловлено главным образом следующими причинами: 1) дифференцированностью движений, 2) их амплитудой и контрастностью, 3) особенностями строения древних структур, на которых они развились, и 4) подчиненностью зонам молодых разрывных нарушений. Многообразие факторов, не всегда взаимосвязанных, определяет некоторую независимость морфологии этих структур от элементов более низких порядков и образование ими зональности, не согласующейся с зональностью последних, что было показано выше на примере зон глыбовых структур.

Некоторые соотношения морфологии структур с сейсмичностью

Закономерности размещения эпицентров землетрясений относительно неотектонических элементов в Алтае-Саянской области уже неоднократно рассматривались в литературе [1, 13, 17, 19, 22, 24, 25, 31, 34, 37, 40, 43 и др.]. Они в общем сводятся к следующему:

1) концентрация эпицентров землетрясений в общих чертах находится в прямой зависимости от амплитуды поднятий низших порядков и контрастности новейших движений в их пределах. По отношению к структурным элементам третьего и четвертого порядков зависимость эта может быть как прямой, так и обратной [19].

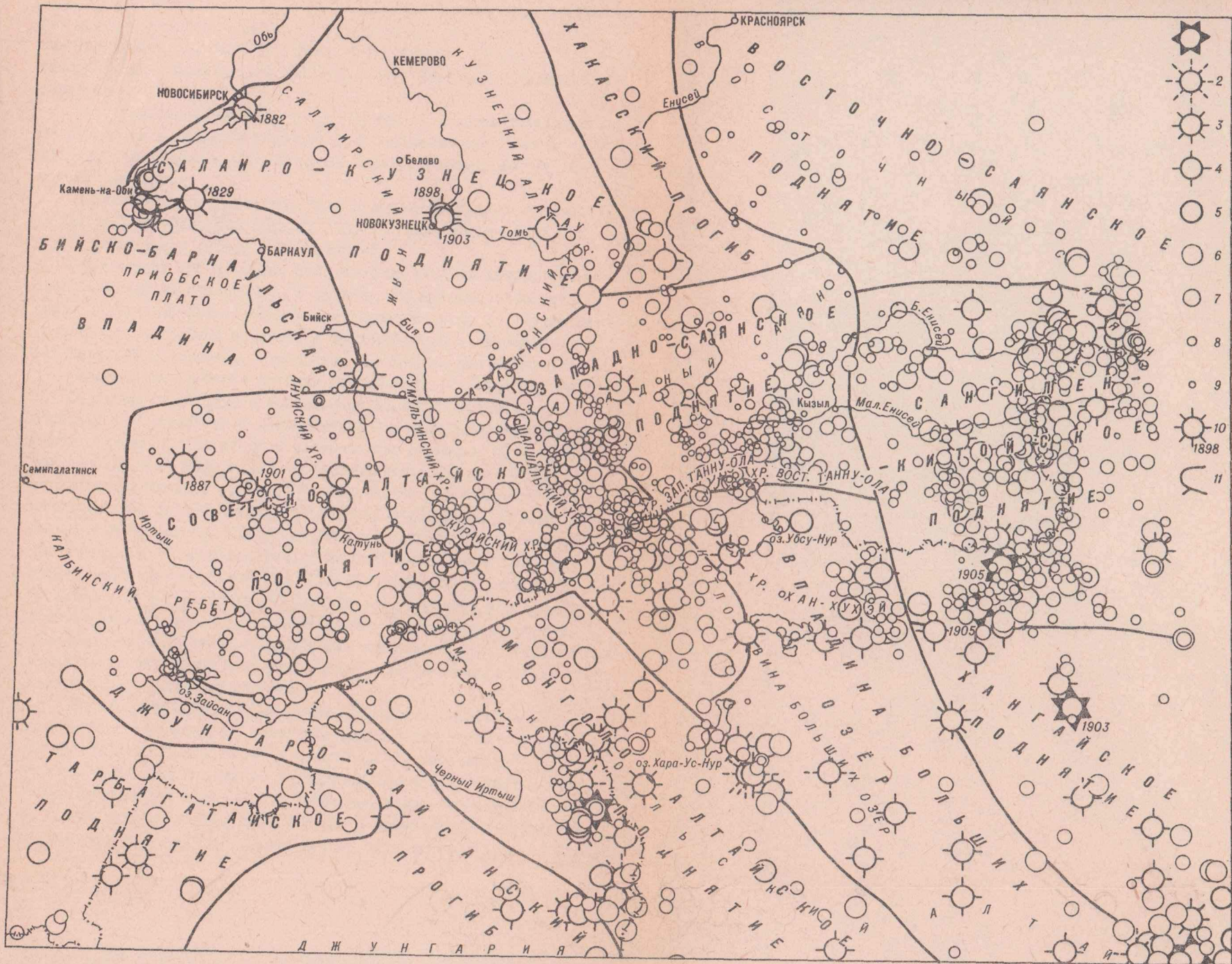


Рис. 2. Карта эпицентров землетрясений Алтае-Саянской области по данным на I/УП-1965 г. (по Н.Д. Жалковскому [10], контуры новейших структур по Ф.С. Моисеенко).

I - эпицентры землетрясений по инструментальным и макросейсмическим данным, $M \geq 7^{1/2}$; 2 - эпицентры землетрясений по инструментальным данным, $6^{1/2} \leq M < 7^{1/2}$; 3 - то же, $5^{1/4} \leq M < 6^{1/2}$; 4 - то же, $4^{1/4} \leq M < 5^{1/4}$; 5 - то же, $K=II$; 6 - то же, $K=IO$; 7 - то же, $K=9$; 8 - то же, $K=8$; 9 - то же, $K=7$; IO - эпицентры землетрясений по макросейсмическим данным, II - контуры основных элементов новейшей структуры.

2) эпицентры землетрясений обычно располагаются по периферии крупных глыбовых структур и приурочены к отдельным разрывным нарушениям [6, 19, 39], часто к их флангам. Особенно велика концентрация эпицентров на участках узлов разноориентированных разломов.

3) эпицентральные зоны иногда занимают секущее положение по отношению к глыбовым структурам и разрывным нарушениям, что послужило основанием для выделения эшелонированных систем активных разломов.

Появившиеся за последние годы в печати материалы по сейсмичности Алтае-Саянской области [10, 18] дают возможность для более детальных и полных сопоставлений.

Как отмечалось и ранее, сейсмичность в общем возрастает с северо-запада на юго-восток, в сторону воздымания северного крыла Центрально-Азиатской области поднятий (рис. 2). Но максимальной концентрацией эпицентров землетрясений и наибольшей сейсмической активностью отмечается Алтае-Саянское мегаподнятия.

Намечается особенно высокая сейсмичность Советско-Алтайского, Сангилен-Китайского и Монголо-Алтайского поднятий второго порядка, т.е. поднятий с максимальной относительной амплитудой, резко секущих по отношению к материнскому поднятию (два первых поднятия из трех названных), но составляющих приосевую часть мегаподнятия высшего порядка. Монголо-Алтайское поднятие в отношении своей ориентировки представляет исключение, но оно отличается и по резкому преобладанию в его морфологии разрывной компоненты, и по особенностям размещения эпицентров землетрясений. Эпицентры локализованы лишь на отдельных его участках, в то время как в двух первых поднятиях они рассеяны, хотя и неравномерно (роями, зонами), по всей их территории. Не исключено, что отмеченное различие в размещении эпицентров землетрясений в структурных элементах второго порядка в какой-то мере отражает неравномерность их изученности.

В Советско-Алтайском поднятии наблюдается закономерное повышение сейсмичности в восточном направлении, т.е. в направлении усиления "глыбовости" и непостоянства простираций структур более высоких порядков. В Сангилен-Китайском поднятии наиболее сейсмически активна его приосевая часть, характеризующаяся также непостоянством ориентировки и преобладанием разрывной компоненты у осложняющих более мелких структурных форм.

По отношению к структурным элементам третьего и четвертого порядков эпицентральные зоны в одних случаях проявляют закономерное расположение, в других не обнаруживают никакой корреляции. Например, эпицентры землетрясений определенно концентрируются в пределах Башелакского, Тигирецкого, Сумультинского, Нарымского, Ханхухейского поднятий и Джугнай-Нурского прогиба, но малочисленны в Ануйском, Аюды-Цагангольском, Хакасском прогибах и западной части Хангайского поднятия. Однако такие эпицентральные зоны, как Чуйская, Шапшальская, Таннуольская, Монголо-Алтайская и зоны Восточной Тувы и Монголии пересекают различные структурные элементы третьего и четвертого порядков (Катунско-Чуйское, Таннуольское поднятия и др.), не подчиняясь их ориентировке и очертаниям. Структуры первой группы, с которыми коррелируется распределение эпицентров землетрясений, отличаются от структур второй группы большей выдержанностью простираний и в общем согласной с их простиранием ориентировкой структурных форм более высоких порядков, а также лучше выраженной пликативной компонентой.

Элементы пятого и более высоких порядков (не каждый в отдельности, а их группы, сходные по характеру морфологии) обнаруживают явную корреляцию с сейсмичностью. Так, достаточно сильно дифференцированные, контрастные, с большой амплитудой относительных движений, разбитые многочисленными разломами, но в большинстве своем ориентированные почти согласно материнскому поднятию и хорошо выраженной пликативной компонентой структуры Нарымского поднятия отличаются более слабой сейсмичностью и меньшей силой землетрясений, чем структуры Курайского узла с их незакономерной ориентировкой, разнообразными, но часто близкими к изометричным очертаниями и слабой выраженностью складчатой компоненты. Особенно интенсивной сейсмической активностью отличается район Шапшальского массива и прилегающих к нему поднятий, который, как уже было показано, характеризуется слиянием в один пучок различных по ориентировке и морфологии структур третьего и четвертого порядков и наличием своеобразных сравнительно крупных "изометрично"-глыбовых структур с отчетливо выраженной дизъюнктивной компонентой, разделенных разнообразно ориентированными разломами.

В морфологии структур районов Нарымского поднятия и Шапшальского массива наблюдается еще одно интересное различие, заключающееся в большей контрастности и больших размерах внутригорных впадин в последнем из них.

Отмеченные выше соотношения, в частности, повышение сейсмичности с увеличением роли разрывной компоненты в глыбовых структурах и с появлением разноориентированных структурных форм, явно свидетельствуют о том, что существенное значение в определении сейсмичности того или иного района имеют разрывные нарушения. Действительно, как уже неоднократно подчеркивалось многими исследователями, и особенно В.П. Солоненко [39, 40], эпицентры и целые цепочки их часто тяготеют к разломам, а точнее — к целым системам разломов. Это, несмотря на низкую точность определения координат эпицентров, достаточно четко видно на примере Алашского, Джулукульского, Бийхемского, Хангайского и многих других разломов. Однако разломы редко сейсмичны одновременно на всем своем протяжении. Чаще они активны в настоящее время лишь на некоторых своих отрезках. Такие живые отрезки разломов иногда располагаются закономерно, образуя единые эшелонированные системы разломов, которые и определяют размеры и контуры эпицентральных зон [22]. Эти системы разломов часто резко несогласно наложены на структурные элементы низких порядков и не выражены какими-либо разломами, согласными с их простираем.

Описанные выше зоны глыбовых структур не находят сколько-нибудь четкого отражения в размещении эпицентров землетрясений, тем не менее нельзя не заметить, что вдоль их отдельных участков землетрясения выделяются и по количеству, и по интенсивности.

В ы в о д ы

Произведенный анализ "спектра" новейших структур не является безукоризненным. Так, нетрудно заметить, что подчас структурные элементы одного порядка соизмеримы с элементами другого. Иногда трудно даже решить, имеем ли мы дело с одной или с двумя структурами, как это происходит в случае Катунско-Чуйского и Шапшальского поднятий и т. д. Трудности возникают уже при выде-

лении структур первого порядка, что можно видеть при сопоставлении приведенного нами описания с построениями В.А. Апродова [2], О.А. Раковец [33] и других геологов. Не всегда ясна даже морфология структур низших порядков и способ их выделения. Достаточно ли для этого простого осреднения общего рельефа неостектонической структуры или в каждом случае следует учитывать еще и морфологические особенности последней (соотношение пликативной и дизъюнктивной компонент, симметричность или асимметричность распределения структур высших порядков по амплитуде и т.п.)? Для ответа на этот вопрос в настоящее время нет данных, но можно полагать, что, как и в случае разложения аномальных физических полей, формальное разделение порядков структур без учета дополнительных сведений во многих случаях будет неудовлетворительным. Изучение новейшей структуры Алтае-Саянской области с разложением ее на порядки вскрывает ее неоднородность по морфологии и намечает определенную зональность, не всегда совпадающую для элементов разных порядков. Это несоответствие, возможно, связано с характером соотношений разломов разной глубинности, различных типов и происхождения со складчато-глыбовыми формами.

С особенностями морфологии структур различных порядков коррелируется распределение эпицентров землетрясений и сейсмическая активность области. При прочих равных условиях (амплитуде, дифференцированности, контрастности, перестройке плана строения разновозрастных структур) наиболее сейсмичными оказываются те структурные элементы, в которых складчатая компонента "подавляется" разрывной или среди элементов высших порядков преобладают сравнительно крупные, массивные глыбовые формы, близкие по очертаниям к изометричным, или элементы разных порядков ориентированы несогласно друг к другу и особенно, когда резко отличны по простиранию даже элементы одного порядка (обычно от четвертого до шестого). Проявление первых двух особенностей на интенсивности сейсмичности может быть истолковано как следствие влияния механической жесткости земной коры, или ее вязкости, на которое уже давно указывали Б.А. Петрушевский [30] и М.В. Гзовский [5], и характера ее разнородности. Третья особенность нередко является отражением структурной анизотропии земной коры, возникшей в основном в результате перестройки тектонического плана на геосинклинальном этапе развития области, значение которой также ранее было подчеркнуто Б.А. Петрушевским [29, 31].

Все три особенности приводят к однозначному заключению — сейсмичность непосредственно является функцией разрывообразования и в значительной мере зависит от типа, режима, активности конкретных разрывных нарушений, что путем непосредственных наблюдений было доказано И.В. и Д.И. Мушкетовыми, И.Е. Губиным, В.П. Солоненко и многими другими [6, 7, 23, 37–39 и др.] .

Однако разломы представляют лишь один элемент глыбовой структуры, подвижность которой определяется всей совокупностью ее элементов. Поэтому сейсмический потенциал разломов может быть надежнее оценен при учете всех морфологических и прочих особенностей глыбовых форм.

Л и т е р а т у р а

1. А п р о д о в В.А. О неотектонике и сейсмичности территории Монгольской Народной Республики. — Бюлл. Совета по сейсмологии, 1960, № 10.
2. А п р о д о в В.А. Некоторые черты новейшей структурной геологии МНР и герцинской Западной Европы. — Сб.: "Тектонические движения и новейшие структуры земной коры". М., "Недра", 1967.
3. Б о г о л е п о в К.В. Карта мезозойской и кайнозойской тектоники Сибири и Дальнего Востока (краткая объяснительная записка). Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1962.
4. В а с и л е н к о В.К. Геологическая история Зайсанской впадины. Тр. ВНИГРИ, 1961, вып. 162.
5. Г з о в с к и й М.В. Тектоника и прогноз землетрясений. Acta Technica Acad. Sci. Hungaricae, 1961, t. XXXVII, fasc. 3–4.
6. Гоби-Алтайское землетрясение. Под ред. Н.А. Флоренцова, В.П. Солоненко. М., Изд-во АН СССР, 1963.
7. Г у б и н И.Е. О некоторых вопросах сейсмического районирования. Тр. Геофиз. ин-та, № 25 (159). М., Изд-во АН СССР, 1954.
8. Д е в я т к и н Е.В. Характер новейших дислокаций поверхности выравнивания в горах Алтая и Западной Тувы. — Сб.: "Проблемы поверхностей выравнивания". М., "Наука", 1964.

9. Девяткин Е.В. Новые материалы по стратиграфии палеогеновых отложений межгорных впадин Юго-Восточного Алтая. - Изв. Алт. отд. Геогр. общ-ва СССР, 1966, вып. 7, Барнаул.
10. Жалковский Н.Д. Некоторые результаты исследований сейсмичности Алтае-Саянской горной области. - Сб.: "Региональные геофизические исследования в Сибири". Новосибирск, "Наука", 1960.
11. Кирова Г.В. О четвертичных тектонических разрывах в Рудном Алтае. Матер. по геол. и полезн. ископ., 1956, вып.8, ч. I.
12. Климовская И.В. и др. Глубинное строение Нарымской впадины по данным вертикального электрического зондирования. - Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 12, 1959.
13. Крестников В.Н., Рейснер Г.И. Этап активизации новейших тектонических движений Западного Саяна и Западной Тувы. - Сов. геол., 1966, № 6.
14. Кузнецов В.А. и др. Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. Новосибирск, "Наука", 1966.
15. Лунгерстаузен Г.Ф., Раковец О.А. Некоторые новые данные по стратиграфии третичных отложений Горного Алтая. Тр. Всесоюз. аэрогеол. треста, вып. 4, 1958.
16. Маринов Н.А. О структурном значении разлома, обновленного землетрясением 1905 г. в Западной Монголии. - Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 6.
17. Масарский С.И., Моисеенко Ф.С. О сейсмичности Алтая. - Геол. и геофиз., 1962, № 8.
18. Масарский С.И., Горбунова И.В. Сейсмичность Джунгарии и Алтае-Саянской области. Тр. Ин-та физики Земли, 1964, № 32 (199).
19. Масарский С.И., Моисеенко Ф.С., Семякин В.П. Алтае-Саянская область. - Сб. "Сейсмическое районирование СССР". "Наука", 1967.
20. Моисеенко Ф.С. Новейшая тектоника западной части Алтае-Саянской области. - Сб.: "Тектоника Сибири", т. I. Изд-во СО АН СССР, 1962.
21. Моисеенко Ф.С. Материалы по морфологии и истории развития новейших структур Восточного Казахстана и некоторые

- вопросы теории. - Сб.: "Тектоника Сибири", т. I. Изд-во СО АН СССР, 1962.
22. М о и с е е н к о Ф.С. Некоторые черты неотектоники, результаты и возможности сейсмогеологических исследований в Алтае-Саянской области. - Геол. и геофиз., 1968 (в печати).
 23. М у ш к е т о в Д.И., М у ш к е т о в И.В. Физическая геология. Л.-М., Гостеолиздат, 1935.
 24. Н а ц а г - Ю н Д. Рельеф Монгольской Народной Республики в связи с тектоникой и сейсмичностью. - Бюлл. Совета по сейсмологии, 1960, № 10.
 25. Н е х о р о ш е в В.П. Землетрясения на Алтае и их связь с геологическим строением. - Вестн. Геол. ком., 1927, № 7.
 26. Н е х о р о ш е в В.П. Тектоника Алтая. М., "Недра", 1966.
 27. О б р у ч е в С.В. Новые материалы по орографии Северо-Восточной Тувы. "Вопросы геологии Азии", т. 2. Изд-во АН СССР, 1955.
 28. П е т р у ш е в с к и й Б.А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. Изд-во АН СССР, 1955.
 29. П е т р у ш е в с к и й Б.А. О некоторых текущих задачах сейсмогеологии. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1957, т. XXXII (5).
 30. П е т р у ш е в с к и й Б.А. О связи между землетрясениями максимальной силы и геологической обстановкой. - Бюлл. Совета по сейсмологии, 1960, № 8.
 31. П е т р у ш е в с к и й Б.А. К сейсмологической характеристике горных сооружений Южной Сибири и Северной Монголии. - Бюлл. Совета по сейсмологии, 1960, № 10.
 32. Р а к о в е ц О.А. Основные результаты работ по изучению кайнозойских отложений Горного Алтая. - Изв. Алт. отд. геогр. об-ва СССР, 1966, вып. 7, Барнаул.
 33. Р а к о в е ц О.А. Морфоструктура Горного Алтая. - Сб.: "Тектонические движения и новейшие структуры земной коры", М., "Недра", 1967.
 34. Р е й с н е р Г.И. Новейшие тектонические движения и развитие рельефа Западной Тувы. (Автореф. канд. дисс.). М., 1967.

35. Семакин В.П. Новейшая структура Алтая. (В настоящем сборнике).
36. Семакин В.П. Неотектоника Южного Алтая. Геол. и геофиз., 1966, № 8.
37. Солоненко В.П. О некоторых особенностях землетрясений Монголо-Байкальской сейсмической зоны. - Бюлл. Совета по сейсмологии, 1960, № 10.
38. Солоненко В.П. Некоторые задачи современного сейсмического микрорайонирования. - Геол. и геофиз., 1962, № 9.
39. Солоненко В.П. Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам. - Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № II.
40. Солоненко В.П. Сейсмическое районирование Сибири. Иркутск, 1963.
41. Тезисы докладов совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1965.
42. Флоренсов Н.А. Структура и геологическая история впадин Байкальского типа. - Сб.: "Деформация пород и тектоника". М., "Наука", 1964.
43. Цибульчик Г.М., Жалковский Н.Д., Моисеенко Ф.С. Результаты сейсмических исследований в Алтае-Саянской горной области. - Сб. "Сейсмичность Сибири". Тр. Ин-та земной коры СО АН СССР, вып. 18, 1964.
44. Чудинов Ю.В. Признаки наложенных разновозрастных движений на северо-восточном окончании Тувинского прогиба и в смежных областях. - Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 3.
45. Щукина Е.В. Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая. Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 26.

НОВЕЙШАЯ СТРУКТУРА АЛТАЯ

(В.П. Семакин)

Для геологического обоснования карты сейсморайонирования по Алтае-Саянской области и геологического истолкования сейсмологических данных лабораторией физики земной коры Института геологии и геофизики было предпринято исследование новейшей структуры области. На Алтае с этой целью в 1962-1963 гг. проведены полевые наблюдения и по всей его территории проанализированы топокарты и литературные материалы. В результате для территории Алтая и Западной Тувы автором составлена структурная неотектоническая схема по поверхности доолигоценового пенеплена (поверхности выравнивания), которая отражает характер и величину новейших тектонических деформаций. По содержанию она сходна с ранее составленными схемами по отдельным участкам Алтая и прилегающим к нему районам [1, 2, 6, 10].

Схема построена на предположении, что первоначальное положение поверхности выравнивания было приблизительно горизонтальным и довольно близким к уровню моря, что согласуется с допущениями К.В. Курдюкова [7]. Таким образом, на схеме отражена суммарная амплитуда вертикальных тектонических движений за новейшее время - с конца палеогена по настоящее время.

Н.А. Ефимцев [4] и Е.В. Девяткин [3], проводившие исследования в Западной Туве и Юго-Восточном Алтае, указывают на значительную расчлененность (до 500-600 м) донеогеновой поверхности

выравнивания. Однако В.Н. Крестников и Г.И. Рейснер [6], изучая неотектонику Западного Саяна и Западной Тувы, пришли к выводу, что исходный рельеф этой территории перед началом проявления этапа активизации был почти равнинным. Учитывая характер распределения третичных отложений, это положение следует, по-видимому, распространить и на территорию Алтая, и особенно на его западную и северо-западную части. В районах, где поверхность выравнивания сильно разрушена последующими эрозионными процессами, новейшая структура устанавливается на основании анализа "вершинных поверхностей" [7] (изогипсы в таких случаях проводятся пунктиром).

На рассматриваемой территории располагается северо-западная часть крупного Алтайского поднятия [8], известная под названием Советско-Алтайского поднятия (структура второго порядка). В его пределах морфологически обособляются следующие структурные элементы третьего порядка, ориентированные в широтном и северо-восточном направлении: Нарымское [8] (Южно-Алтайское) поднятие, Средне-Алтайское и Северо-Алтайское поднятия. Каждое из них протягивается на несколько сотен километров и отделяется одно от другого цепочкой прогибов и впадин. Отличие их от структур, выделенных Ф.С. Моисеенко [8], состоит в следующем:

1. Южная граница восточной части Северо-Алтайского поднятия проводится не по северо-восточной окраине Чуйской впадины, а по южной границе Улаганского прогиба, что согласуется с границами зон, выделенными О.А. Раковец на схеме неотектонического районирования Горного Алтая [9] x.

2. На западе в состав Средне-Алтайского поднятия включена территория, занятая Зыряновским прогибом и Калбинским поднятием.

Нарымское поднятие четко отделяется от прилегающего с севера Средне-Алтайского поднятия Нарым-Бухтарминским прогибом, который на востоке кулисообразно сменяется Верхне-Бухтарминским, являющимся, по существу, восточным продолжением Курчум-Верхне-

x Этот вариант границы не обоснован ни автором, ни О.А. Раковец. Он даже менее удачен, чем вариант [8], поскольку объединяет в одно целое широтное Катунское поднятие и отделенное от него системой впадин и прогибов соизмеримое с ним Шапшальское поднятие северо-западного простирания. Более правильным представляется решение, предложенное в предыдущей статье настоящего сборника (Прим. ред.).

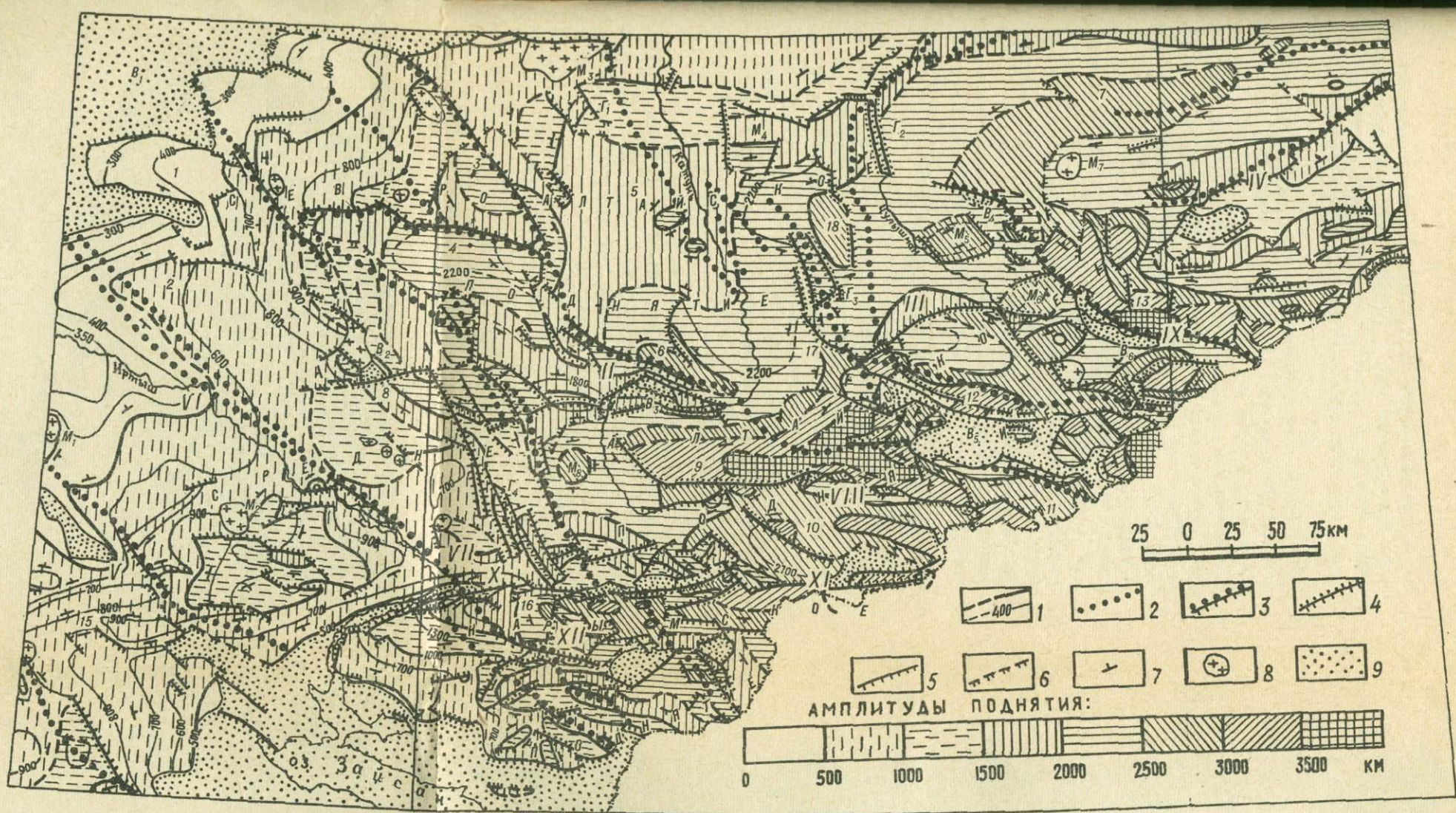


Схема новейшей структуры Алтая и Западной Тувы.

I - изогипсы доолигоценной денудационной поверхности выравнивания; 2 - глубинные и основные региональные разломы; 3 - омоложенные участки глубинных разломов; 4 - новейшие разломы, унаследованные от прочих палеозойских разломов; 5 - новейшие разломы; 6 - предполагаемые новейшие разломы; 7 - направление наклонов поверхности выравнивания; 8 - тектонические и останцовые массивы, сложенные гранитами; 9 - впадины.

Поднятия: I - Кольванское, 2 - Шемонаихинское, 3 - Бачелакское; 4 - Тигирецко-Коргонское, 5 - Чергинское, 6 - Теректинское, 7 - Западно-Саянское, 8 - Ивановское, 9 - Катунско-Южночуйское, 10 - Листвяно-Уюкское, 11 - Сайлюгемское, 12 - Курайское, 13 - Шашмальское, 14 - Западно-Таннуольское, 15 - Аягуз-Кокпектинское, 16 - Нарым-Тарбагатайское, 17 - Айгулакское, 18 - Сумультинское.

Прогибы: I - Бело-Убинский, II - Коксу-Уймонский; III - Улаганский, IV - Тувинский, V - Чарский, VI - Иртышский, VII - Зырянский, VIII - Коксу-Жасатерский, IX - Джулукульский, X - Нарым-Бухтарминский, XI - Верхне-Бухтарминский, XII - Курчум-Верхнекаракабинский.

Впадины: B₁ - Бийско-Барнаульская; B₂ - Лениногорская; B₃ - Уймонская; B₄ - Сайгоньшская; B₅ - Чуйская; B₆ - Джулукульская.

Грабены: Г₁ - Куяганский, Г₂ - Телецкий, Г₃ - Улукский; Г₄ - Средне-Бухтарминская горсто-грабеновая зона.

Массивы: M₁ - Дель-Бегетей, M₂ - Себинский, M₃ - Белокурихинский, M₄ - Иолго, M₅ - Куркюре-Бажи; M₆ - Кийты, M₇ - Эри-Тайга, M₈ - Быструхинский.

каракабинского прогиба. На западе и юге рассматриваемое поднятие ограничено Зайсанской впадиной и Аюды-Цагангольским прогибом, а на востоке сливается с осевой частью Алтайского поднятия [8]. Внутренняя структура Нарымского поднятия очень сложна [10].

Средне-Алтайское поднятие располагается к северу от Нарымского; оно соизмеримо с последним по ширине и вытягивается более чем на 600 км вначале в широтном, а затем в северо-восточном направлении. Средне-Алтайское поднятие отделяется от Северо-Алтайского целочкой прогибов, разделенных в свою очередь поперечными поднятиями, приуроченными к зонам глубинных разломов. Так, Улаганский прогиб отделен от Коксу-Уймонского Айгулакским поперечным поднятием, а Коксу-Уймонский прогиб — от расположенного западнее Бело-Убинского прогиба и Леяногорской впадины поперечным поднятием, развитым в районе северо-восточной зоны смятия. Северная граница Средне-Алтайского поднятия на западе проводится по границе Ивановского поднятия и далее — условно по Иртышскому прогибу. На крайнем юго-западе Калбинское поднятие, входящее в состав Средне-Алтайского, через Аягуз-Кокпектинское поднятие [8] соединяется с Тарбагатайским поднятием.

В пределах Средне-Алтайского поднятия выделяется ряд поднятий и разделяющих их прогибов четвертого порядка, которые в отличие от аналогичных структур Нарымского поднятия нередко ориентированы под углом по отношению к структуре третьего порядка (Курайское поднятие, Курайско-Чуйский прогиб, Средне-Бухтарминская горсто-грабенная зона). На некоторых участках структурные элементы четвертого порядка простираются в широтном направлении, совпадая в целом с ориентировкой структуры третьего порядка (Листвяго-Укоокское, Ивановское поднятия, часть Коксу-Жасатерского прогиба и др.).

Древняя поверхность выравнивания в пределах рассматриваемого поднятия наиболее поднята в центральной и восточной его частях (Катунско-Южночуйское, Курайское и другие поднятия), где она находится на абсолютных высотах свыше 3000-3500 м. Наименьшая амплитуда воздымания характерна для северо-западной части структуры, где поверхность выравнивания лежит на высотах менее 500 м. В целом для Средне-Алтайского поднятия характерна значи-

тельная дифференцированность новейших структур; особенно примечательна в этом отношении Средне-Бухтарминская горсто-грабеновая зона. На остальных участках дифференцированность зависит, до некоторой степени, от амплитуды общего воздымания. Наибольшей контрастностью новейшие структуры отличаются по северной границе Ивановского поднятия, в районе Уймонской впадины, Курайского прогиба (по северо-восточной и юго-западной границам), в областях сочленения Чуйской впадины с Курайским поднятием и Джулукульской впадины с Шапшальским поднятием.

По морфологии новейшие структуры четвертого порядка часто представляют собой односторонние горсты, обычно осложненные поперечными разломами (Ивановское поднятие и др.). Одни из них характеризуются наклоном поверхности выравнивания в северо-восточном или северном направлении (Курайское, Катунское поднятия), другие - в юго-западном (Ивановское поднятие и др.). Некоторые структуры имеют характер антиклиналей, осложненных поперечными и продольными разломами небольшой амплитуды и протяженности (Листвяго-Уюкское поднятие). Калбинское поднятие имеет характер изометричного свода, в значительной мере осложненного структурными элементами более высоких порядков. На крайнем юго-востоке Средне-Алтайского поднятия развиты ступенчатые структуры; в пределах каждой ступени, ограниченной с северо-западной и северной сторон разломами, древняя поверхность выравнивания максимумально поднята на высоту 3100-3500 м и наклонена в юго-западном направлении. Величина относительного перемещения по разломам одной ступени над другой составляет 500-800 м. Для юго-восточной части поднятия характерны также положительные структурные формы изометричных очертаний, обычно ограниченные с нескольких сторон разломами (массив Кийты и др.); подобный массив устанавливается также в районе Быструхинского Шпиля.

Северо-Алтайское поднятие на северо-западе понижается в сторону Бийско-Барнаульской впадины и обычно отделяется от последней системой новейших разломов, на севере сливается с Кузнецким поднятием, а на востоке переходит в Западно-Саянское поднятие; граница с последним проводится по зоне омоложенного Шапшальского глубинного разлома.

Структуры четвертого порядка в одних случаях располагаются под углом по отношению к структуре третьего порядка (Башелак-

ское поднятие), в других — простираение их почти совпадает с ориентировкой Северо-Алтайского поднятия (Тигирецко-Коргонское, Шемонаихинское поднятия и др.). Структуры пятого и более высоких порядков обычно располагаются поперек структур четвертого порядка (Айгулакское поднятие, Улукский грабен и др.).

В западной половине Северо-Алтайского поднятия структуры четвертого порядка в морфологическом отношении представляют либо односторонние горсты (Башелакское, Теректинское поднятия), либо осложненные разломами антиклинали (Шемонаихинское поднятие). Положительные структуры разделяются нечетко выраженными односторонними грабенами и синклиналиными прогибами. Структуры четвертого порядка осложнены поперечными и продольными разломами небольшой амплитуды и протяженности.

В восточной части Северо-Алтайского поднятия устанавливается пологая широкая антиклиналь широтного простираения, являющаяся, по существу, продолжением Западно-Саянского поднятия. Эта структура четвертого порядка в осевой части и на крыльях в значительной мере осложнена поперечными структурными элементами более высоких порядков (Сумультинское поднятие, Улукский и Телецкий грабены и др.); некоторые структуры высоких порядков имеют очертания, близкие к изометричным (массивы Куркуре-Бажи, Иолго). Следует заметить, что на территории Северо-Алтайского и Средне-Алтайского поднятий многие массивы изометричных очертаний сложены гранитами (массивы Дельбегетей, Себинский, Эри-Тайга, Белокуриха и др.). Эти структурные формы рассмотрены нами совместно с Ю.Г. Бороздиным в отдельной статье настоящего сборника.

В средней части Северо-Алтайского поднятия располагается Ануйский прогиб [8], в центральной части которого устанавливается Чергинское поднятие, осложненное в свою очередь более мелкими поднятиями и прогибами (Куяганский грабен).

В целом Северо-Алтайское поднятие отличается от других структур третьего порядка меньшей абсолютной амплитудой воздымания и более слабой дифференцированностью и контрастностью новейших структур. Реликты древней поверхности выравнивания лежат здесь на абсолютных высотах не более 2500 м, превышая эту величину лишь в единичных случаях (Сумультинское поднятие). Наибольшей контрастностью новейшие структуры отличаются по гра-

нице Теректинского поднятия с Уймонской впадиной, где общая величина относительного перемещения по разломам превышает местами 1500 м, в остальных случаях она редко превосходит 500-800 м. Значительная дифференцированность новейших структур высоких порядков характерна для восточной части Северо-Алтайского поднятия.

Структуры третьего и четвертого порядков развиваются на фоне общего "сводового" поднятия территории Алтая. Поднятия и прогибы более высоких порядков являются либо складчатыми (западная часть Шемонаихинского поднятия, Иртышский, Чарский прогибы и др.), либо складчато-глыбовыми (Кольванское поднятие), либо глыбовыми (западная часть Тигирецко-Коргонского поднятия и др.).

Наклоны древней поверхности выравнивания на крыльях складчатых и складчато-глыбовых структур и углы погружения осей поднятий и прогибов редко превышают 5° , чаще же они составляют первые градусы и доли градуса.

Новейшие и омоложенные палеозойские разломы играют весьма важную роль в обособлении структур разных порядков. В пределах рассматриваемой территории в одинаковой мере развиты разломы северо-западного, северо-восточного и широтного (или субширотного) направлений. Такое их расположение определяет мозаичный характер новейших структур и в значительной мере накладывает отпечаток на их протяженность. В пределах Нарымского поднятия наиболее протяженными являются сочетания разломов северо-восточной и широтной ориентировок, по которым происходят перемещения наибольшей амплитуды [10]. На территории Средне-Алтайского поднятия существенная роль в обособлении структур принадлежит разломам северо-западного и северо-восточного направлений. В западной части Северо-Алтайского поднятия многие структуры четвертого порядка предопределяются разломами северо-западного и субширотного направлений.

Как видно из схемы, глубинные и крупные региональные разломы обновляются в новейшее время обычно не на всем их протяжении. Наибольшая активизация зон глубинных разломов устанавливается в пределах Средне-Алтайского поднятия, где по ним произошли перемещения большой амплитуды (Шапшальский, Курайский разломы, Северо-Восточная зона смятия). В ряде случаев большие

перемещения происходят не по основному разлому, а по второстепенным, идущим параллельно основному (зона Курайского разлома, Северо-Восточная граница Уймонской впадины).

Типы новейших и омоложенных палеозойских разломов в большинстве случаев остаются невыясненными, но в некоторых местах отчетливо устанавливается надвигание по ним палеозойских пород на рыхлые кайнозойские отложения [I, 5, II, I2].

З а к л ю ч е н и е

Неотектоническая структурная карта Алтая, составленная по поверхности доолигоценового пенеплена в изогипсах, дает отчетливое представление о морфологии и особенностях пространственного распределения новейших структурных элементов по крайней мере третьего, четвертого и пятого порядков. Она не только отражает детали неотектоники региона, но и дает возможность уточнить контуры крупных структурных форм. На основании ее выделяются различия морфологии структур высоких порядков в зависимости от амплитуды общего воздымания, особенности активизации разрывных нарушений и т. д. Таким образом, построение подобных структурных карт, несмотря на значительный элемент схематизма при "восстановлении" размытых участков поверхности выравнивания, вполне оправданно и перспективно.

Л и т е р а т у р а

1. Девяткин Е.В. Основные вопросы новейшей тектоники Юго-Восточного Алтая. - Бюлл. комиссии по изучению четверт. периода, 1962, № 27.
2. Девяткин Е.В. Характер новейших дислокаций поверхности выравнивания в горах Алтая и Западной Тувы. - В сб. "Проблемы поверхностей выравнивания". М., "Наука", 1964.
3. Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1965, вып. I26.

4. Е ф и м ц е в Н.А. Четвертичное оледенение Тувы и восточной части Горного Алтая. Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 61.
5. К и р о в а Т.В. О четвертичных неотектонических разрывах в Рудном Алтае. Матер. ВСЕГЕИ, 1956, вып. 8, ч. I.
6. К р е с т н и к о в В.Н., Р е й с н е р Г.И. О характере новейших тектонических движений Западного Саяна и Западной Тувы. - Докл. АН СССР, 1965, т. 160, № 4.
7. К у р д ю к о в К.В. Неотектоническая карта Джунгарского Алатау и принципы ее составления. - Бюлл. комиссии по изучению четверт. периода, 1962, № 27.
8. М о и с е е н к о Ф.С. Новейшая тектоника западной части Алтае-Саянской области. В сб. "Тектоника Сибири", т. I. Изд-во СО АН СССР, 1962.
9. Р а к о в е ц О.А. Морфоструктура Горного Алтая. - В сб. "Тектонические движения и новейшие структуры земной коры". М., "Недра", 1967.
10. С е м а к и н В.П. Неотектоника Южного Алтая. - Геол. и геофиз., 1966, № 8.
11. Ч у м а к о в И.С., Я р м и з и и О.Д., Н о в и к о в Г.Н., М а к а р о в с к и й С.А. Кайнозойские отложения Лениногорской впадины на Рудном Алтае и основные этапы ее формирования. Тр. комиссии по изучению четверт. периода, 1963, вып. XXII.
12. Ш и д т Г.А. К вопросу о происхождении уступов на южном склоне Теректинского хребта в Центральном Алтае. - Бюлл. комиссии по изучению четверт. периода, 1963, № 28.

ФИЗИЧЕСКИЕ
СВОЙСТВА
ГОРНЫХ ПОРОД

3

ПЛОТНОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ,
ГОРНОЙ ШОРИИ, ГОРНОГО АЛТАЯ И КУЗБАССА

(В.П. Семакин)

В статье сведены результаты измерений плотности образцов горных пород, собранных автором в 1965–1966 гг. при составлении геологических разрезов по гравиметрическим профилям в Горном Алтае, Горной Шории, Кузнецком Алатау и Кузбассе. Частично использованы также образцы, отобранные в 1964 г. В.М. Фроловой в районе Чуйского тракта и Л.И. Пучковой и автором по ряду профилей в Горном Алтае (рис. 1). Определения пород произведены макро- и микроскопически. При этом изучено 623 шлифа, из которых 400 – изверженных пород, 158 – осадочных и 65 – метаморфических. Плотности измерены денситометром Д-3 с точностью $0,01 \text{ г/см}^3$. Материалы изучения плотности горных пород Алтайско-Кузнецкого региона подтверждают уже известные, неоднократно отмечавшиеся в литературе зависимости плотности от петрографического состава, возраста, условий формирования горных пород и т. д.

Плотность изверженных пород закономерно увеличивается от кислых к основным (табл. 1, рис. 2) и не проявляет отчетливой зависимости от возраста. При этом плотности интрузивных, гипабиссальных и эффузивных пород одной и той же группы имеют примерно одинаковые интервалы изменения и близкие модальные зна-

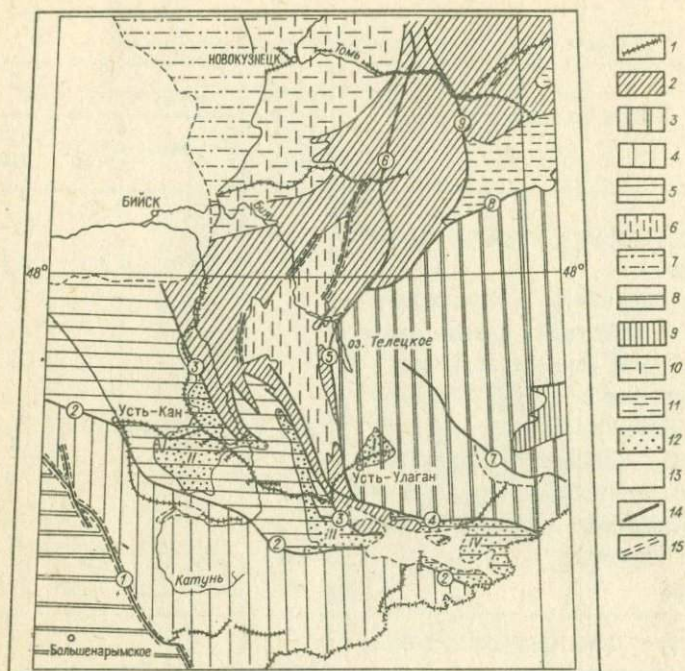


Рис. 1. Схема расположения геологических профилей.

I - геологические профили; 2-II - структурно-формационные зоны (2 - Кузнецко-Алтайская, 3 - Западно-Саянская, 4 - Чарышско-Теректинская, 5 - Ануйско-Чуйская, 6 - Уйменско-Лебедская, 7 - Салаирская, 8 - Рудно-Алтайская, 9 - Хемчикско-Систигхемская, 10 - Кузнецкий прогиб, 11 - Минусинский прогиб); I2 - девонские прогибы; I3 - кайнозойские впадины; I4 - глубинные разломы; I5 - зоны смятия и расланцевания. I-IU - прогибы (I - Улаганский, II - Куратинский, III - Бельгебашский, IV - Чуйский); 1-9 - разломы: (1 - Северо-Восточный, Северо-Восточная зона смятия), 2 - Чарышско-Теректинский, 3 - Сарасинско-Кадринский, 4 - Курайский, 5 - Чокракский, 6 - Кузнецкий, 7 - Шапшальский, 8 - Саяно-Минусинский, 9 - Балыксинский).

Таблица I

Таблица плотности изверженных горных пород

Основность пород	Тип и название пород	Количество образцов	Плотность, г/см ³			
			мин.	макс.	средн.	модальная
Кислые	Интрузивные (граниты, адалиты)	360	2,53	2,66	2,61	2,60
	Гипабиссальные - апикальные части интрузий, дайки, малые интрузии (гранит-порфиры, кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, фельзиты)	100	2,57	2,66	2,62	2,62
	Лавы и туфолавы (фельзиты, фельзит-порфиры, туффельзиты, туффельзит-порфиры, кварцевые порфиры)	400	2,50	2,66	2,59	2,63
	Туфы	60	2,52	2,66	2,62	2,64
Средние	Интрузивные (диориты, кварцевые диориты)	160	2,68	2,77	2,72	2,72
	Гипабиссальные - дайки и малые интрузии (кварцевые диоритовые порфириты, диоритовые порфириты, микродиориты)	65	2,68	2,76	2,72	2,72
	Лавы и туфолавы	240	2,68	2,78	2,72	2,72
	Туфы	30	2,70	2,76	2,73	2,74
Основные	Интрузивные породы (габбро, кварцсодержащие и кварцевые габбро)	100	2,78	3,10	2,88	2,80 2,90
	Гипабиссальные породы - дайки, пластовые и малые интрузии (микрогаббро, габбро-диабазы, диабазы, диабазовые порфириты, габбро-порфириты)	160	2,79	3,05	2,88	2,80 2,86
	Лавы и туфолавы	300	2,78	3,08	2,87	2,82
	Туфы	30	2,80	2,90	2,85	2,80

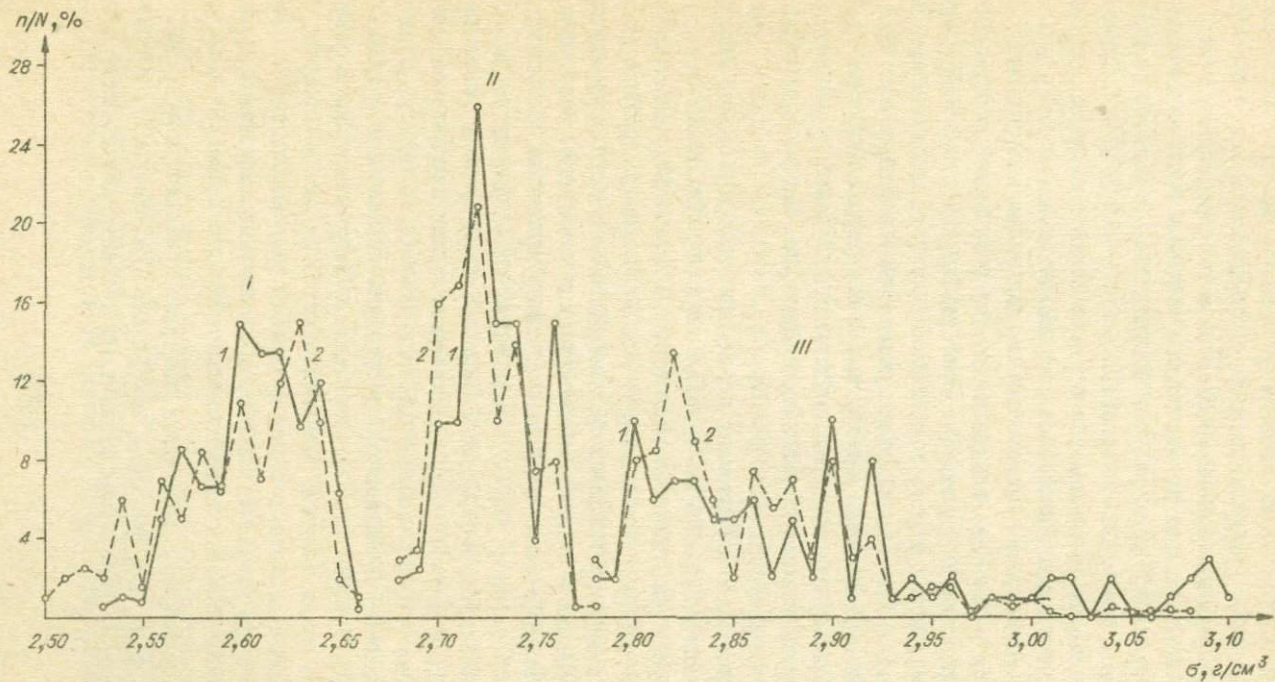


Рис. 2. Вариационные кривые плотности интрузивных и эффузивных пород (σ).
 I - кислые, II - средние и III - основные породы; 1 - интрузивные, 2 - эффузивные породы.

чения^х. Гранодиориты и их эффузивные аналоги (дациты, дацитовые порфиры и их туфы) имеют плотность, промежуточную между кислыми и средними породами (2,66–2,70 г/см³), а габбро-диориты и их эффузивные аналоги – между плотностью основных и средних пород (2,76–2,80 г/см³). Среди ультраосновных пород серпентиниты характеризуются пониженной плотностью – 2,60–2,62 г/см³. Плотность изверженных пород увеличивается с увеличением содержания в них темноцветных и рудных минералов, повышение выветрелости пород ведет к ее уменьшению. Таким образом, плотность изверженных горных пород может быть использована для разделения их на группы, что очень важно при полевых исследованиях и петрографическом изучении эффузивных пород, в особенности тех из них, которые лишены вкрапленников и имеют плохо раскристаллизованную основную массу (фельзиты, дациты, андезитовые и базальтовые афириты и др.). Исключительная простота и быстрота измерений плотности позволяют даже в полевых условиях производить массовые замеры образцов и разделять их на группы.

Плотность метаморфических пород, как и изверженных, определяется главным образом их минеральным составом. Наиболее плотными среди них являются амфиболиты и амфиболовые сланцы (2,77–3,11 г/см³, в среднем 2,96 г/см³). Плотность гнейсов варьирует в широких пределах (2,59–2,99 г/см³) и увеличивается от лейкократовых в сторону меланократовых разновидностей. Плотность зеленых метаморфических сланцев и метаморфизованных песчаников теректинской свиты (*Pt tr*), а также гнейсовидных пород кембрия колеблется от 2,62 до 2,98 г/см³ (при среднем значении плотности 2,72 г/см³); наиболее плотными среди них являются метаморфические сланцы, обогащенные эпидотом (2,98 г/см³), пользующиеся, впрочем, небольшим распространением. Наименее плотны кварциты (2,57–2,59 г/см³), увеличение содержания в них биотита и роговой обманки ведет к повышению плотности до 2,86 г/см³.

Плотность осадочных пород проявляет зависимость как от состава, так и от возраста. Например, кремнистые кварциты и кремнистые сланцы обладают небольшой плотностью – 2,56–2,64 г/см³

^х Намечающееся увеличение значения модалльной плотности кислых пород от интрузивных к эффузивным (см. табл. I), вероятно, обусловлено некоторыми различиями в химическом составе тех и других.

(в среднем $2,60 \text{ г/см}^3$). Известняки характеризуются более высокой плотностью ($2,52-2,68 \text{ г/см}^3$), но меньшей, чем у доломитов ($2,78-2,85 \text{ г/см}^3$). Плотность терригенных пород существенно различается в зависимости от состава их кластического материала и цемента. В то же время песчаники ($\sigma_{\text{ср}}=2,74 \text{ г/см}^3$) и алевролиты ($\sigma_{\text{ср}}=2,73 \text{ г/см}^3$) горноалтайской серии ($\text{Cm}_3 + \text{O}_1\text{t}$) в среднем на $0,02-0,06 \text{ г/см}^3$ плотнее аналогичных пород ордовика (O_{1-2} , O_{2-3} , O_3) и нижнего силура. В Кузнецком прогибе, начиная с верхнего девона, плотность песчаников и алевролитов уменьшается вверх по разрезу в среднем от $2,66 \text{ г/см}^3$ ($\text{D}_3 \text{fr}$ и $\text{C}_1 \text{t} + \text{u}$) до $2,30 \text{ г/см}^3$ (J_{1-2}). Таким образом, плотность песчаников и алевролитов при сходном составе уменьшается от древних к молодым.

Плотностные характеристики стратиграфических и интрузивных комплексов по структурно-формационным зонам [I-4] (см. рис. I) приведены в табл. 2. Они нередко существенно различаются для толщ одного и того же возраста в различных структурных элементах. Например, плотность докембрийских метаморфических толщ Томского выступа (Кузнецко-Алтайская зона) и Телецкого горста (Западно-Саянская зона) на $0,05-0,06 \text{ г/см}^3$ выше плотности соответствующих образований Теректинского горста (Чарышско-Теректинская зона). Это объясняется главным образом различием в составе слагающих их пород. Так, пониженная плотность отмечается для существенно карбонатных толщ синия и нижнего кембрия, сложенных в основном известняками (баратальская - Sn и калячинская - Cm_1^2 свиты на Алтае), а также для мундыбашской свиты (Cm_2^1) Горной Шории, в составе которой важная роль принадлежит вулканогенным породам кислого состава. Высокой плотностью характеризуются толщи, состоящие в значительной мере из доломитизированных известняков и доломитов или вулканогенных пород основного состава (манжерокская свита (Cm_1^1) на Алтае, кондомская (Cm_1^1) и усинская (Cm_1^2) свиты в Горной Шории).

В Горной Шории и Кузнецком Алатау средняя плотность синийского-среднекембрийского структурного яруса несколько выше, чем на Алтае. Если исключить мундыбашскую свиту, имеющую сравнительно неширокое распространение, средняя плотность пород этого яруса в Горной Шории повышается до $2,78 \text{ г/см}^3$ и указанное различие еще более возрастает. Средняя плотность синийского-среднекембрийского структурного яруса на Алтае в различных струк-

Значения плотности стратиграфических и интрузивных комплексов
по структурно-формационным зонам

Возрастные индексы, названия свит, комп- лексов, состав	Структурно-формационная зона								Сред- няя плот- ность по зо- нам, г/см ³
	Кузнецко-Алтайская				Запад- но-Са- янская	Чарыш- ско- Терек- тин- ская	Ануй- ско- Чуй- ская	Кузнец- кий прогиб	
	Алтай	Горная Шория	Кузнец- кий Алатау	Средняя плот- ность по зоне					
Рт. Коттасская и лужбин- ская - гнейсы. Конжинская - метаморфические сланцы. Тер- синская - алевролиты, извест- няки. Теректинская - мета- морфические сланцы, гнейсы, амфиболиты, кварциты.	-	-	2,79 (82)	2,79 (82)	2,78 (12)	2,73 (63)	-	-	2,77 (157)
Sn. Баратальская, енисей- ская - известняки, мраморы, доломиты, кремнистые кварци- ты, лавы основного состава, филлитовидные сланцы	2,64 (163)	2,73 (98)	2,74 (20)	2,70 (281)	-	-	-	-	

Ст ¹ . Манжерокская - вулканогенные породы основного состава, песчаники, известняки, метаморфические сланцы, гнейсы. Кондомская - лавы основного состава, мраморы, кварциты, сланцы, известняки, доломиты	2,79 (122)	2,84 (59)	2,76 (48)	2,80 (229)	-	-	-	-
Ст ² . Каянчинская - известняки. Усинская - мраморы, известняки, доломиты, вулканогенные породы основного состава	2,65 (115)	2,78 (24)	2,73 (102)	2,72 (241)	-	-	-	-
Ст ¹ . Каимская - лавы основного и среднего состава. Мундыбашская - фельзиты, дацитовые порфиры, алевролиты, песчаники	2,82 (60)	2,65 (30)	-	2,73 (90)	-	-	-	-
Ст ² . Тайдонская - вулканогенные породы среднего и основного состава	-	-	2,77 (10)	2,77 (10)	-	-	-	-

Возрастные индексы, названия свит, комплексов, состав	Структурно-формационная зона								Средняя плотность по зонам, г/см ³
	Кузнецко-Алтайская				Западно-Саянская	Чарышско-Теректинская	Ануйско-Чуйская	Кузнецкий прогиб	
	Алтай	Горная Шория	Кузнецкий Алатау	Средняя плотность по зоне					
Ст ₁₋₂ . Песчаники, алевролиты, лавы среднего и основного состава, гнейсы, метаморфические сланцы	-	-	-	-	2,72 (43)	2,72 (16)	-	-	
Средняя плотность по синий-скому-среднекембрийскому структурному ярусу	2,72- 2,73 (460)	2,75 (211)	2,75 (180)	2,74 (851)	2,72 (43)	2,72 (16)	-	-	2,73 (910)
Ст ₃ +О ₁ t. Горноалтайская - песчаники, алевролиты и их метаморфизованные разности, редко метаморфические сланцы	-	-	-	-	2,70 (18)	2,70 (134)	2,74 (478)	-	
О ₁₋₂ . Песчаники, алевролиты	-	-	-	-	-	-	2,66 (12)		
О ₂₋₃ . Песчаники, алевролиты, изредка известняки	-	-	-	-	-	2,73 (102)	2,70 (337)		

О ₃ . Песчаники, алевролиты, редко известняки	-	-	-	-	-	2,70 (35)	2,70 (59)	-	
S ₁ . Известняки, алевролиты, песчаники	-	-	-	-	-	-	2,69 (99)	-	
S ₂ . Известняки	-	-	-	-	-	-	2,66 (63)	-	
Средняя плотность по верх- некембрийскому-силурийско- му структурному ярусу	-	-	-	-	2,70 (18)	2,71 (271)	2,69 (1048)	-	2,70 (337)
D ₁₊₂ . Тельбеская серия - вулканогенные породы кис- лого, среднего и основного состава	-	-	-	-	-	-	-	278 (25) 2,66 (324)	
D ₁₋₂ . Сумурлинская свита - песчаники, алевролиты	-	-	-	-	2,70 (45)	-	-	Ср. 2,72 (349)	
D ₂ . Вулканогенные породы среднего и кислого состава	-	-	-	-	-	-	2,69 (12)	-	
D _{2e1} . Онгудайская - вул- каногенные породы среднего и реже основного состава	-	-	-	-	-	2,68 (15)	2,75 (174)	-	
D _{2e2} . Аксайская - фельзиты; вулканогенные породы кисло- го и среднего состава	-	-	-	-	-	2,62 (10)	2,67 (8)	-	

C_{1v} . Песчаники, редко конгломераты	-	-	-	-	-	-	-	2,64 (20)	
Средняя плотность по девонскому-нижекаменноугольному структурному ярусу	-	-	-	-	2,70 (45)	2,65 (25)	2,68 (667)	2,66 (411)	2,67 (1148)
C_{1n} . Острогская - песчаники, алевролиты	-	-	-	-	-	-	-	2,60 (18)	
$C_{2+3} b l_1$. Нижнебалахонская - песчаники, алевролиты	-	-	-	-	-	-	-	2,55 (46)	
$P_1 b l_2$. Верхнебалахонская - песчаники, алевролиты, редко гравелиты и глинисто-углистые породы	-	-	-	-	-	-	-	2,59 (126)	
P_1 кз. Кузнецкая - песчаники, алевролиты	-	-	-	-	-	-	-	2,56 (112)	
P_2 ил. Ильинская - песчаники	-	-	-	-	-	-	-	2,45 (51)	
Средняя плотность по угленосной серии	-	-	-	-	-	-	-	2,55 (353)	2,55 (353)
J_{1-2} . Конгломераты, песчаники	-	-	-	-	-	-	-	2,39 (131)	2,39 (131)

Возрастные индексы, названия свит, комплексов, состав	Структурно-формационная зона							Средняя плотность по зонам, г/см ³	
	Кузнецко-Алтайская				Запад- но-Са- янская	Чарыш- ско- Терек- тин- ская	Ануй- ско- Чуй- ская		Кузнец- кий прогиб
	Алтай	Горная Шория	Кузнец- кий Алатау	Средняя плот- ность по зоне					
Докембрийские									
Рt.Тебинский - габбро, габбро-диориты, диориты	-	-	2,78 (24)	2,78 (24)	-	-	-	2,78 (24)	
Рt.Томский - граниты	-	-	2,58 (67)	2,58 (67)	-	-	-	2,58 (67)	
Салаирские									
Ст ₁₋₂ .Нижне-среднекемб- рийский - габбро, сер- пентиниты	-	-	2,83 (34)	2,83 (34)	-	-	-	2,83 (34)	
Ст ₂₋₃ Средне-верхнекемб- рийский - граниты, гра- нодиориты, диориты, габбро-диориты, габбро	-	-	2,75 (106) 2,66 (24) 2,64 (42) Ср. 2,68 (172)		-	-	-	2,68 (172)	

Каледонские									
α S (O ₂₋₃). Досилурийский - граниты	-	-	-	-	2,61 (12)	-	-	-	2,61 (12)
α D. Позднекаледонский - граниты	-	-	-	-	-	2,62 (10)	-	-	2,62 (10)
Герцинский									
D ₂ . Тельбесский - граниты, гранодиориты, диориты, габбро	-	2,68 (6)	2,73 (26)	2,70 (32)	-	2,59 (19)	-	-	2,66 (51)
C ₃ -P ₁ . Змеиногорский - гранодиориты, адамелиты, диориты, граниты	-	-	-	-	-	2,63(15) 2,68(12) <u>2,62(25)</u> Ср. 2,64 (52)	2,67 (297)	-	2,66 (349)
P. Калбинский - граниты	2,63 (22)	2,59 (8)	-	2,61 (30)	-	2,62 (70)	-	-	2,62 (130)

Примечание. В скобках приведено количество образцов.

турно-формационных зонах одинакова ($2,72 \text{ г/см}^3$), несмотря на различный состав и разную степень метаморфизма слагающих его пород.

Плотности пород горноалтайской серии ($Ст_3 + O_1t$) и среднего-верхнего ордовика (O_{2-3}) в различных структурно-формационных зонах Алтая вследствие сходства их литологического состава очень близки. Средняя плотность пород, слагающих верхнекембрийский-силурийский структурный ярус [5] в различных структурно-формационных зонах Алтая, колеблется от $2,69$ до $2,71 \text{ г/см}^3$, т. е. в среднем лишь на $0,02 \text{ г/см}^3$ меньше нижележащего синийского-среднекембрийского структурного яруса. Таким образом, несмотря на резко различный состав пород, слагающих эти ярусы, значения их средней плотности почти одинаковы и близки к плотности пород среднего состава - диоритов и их эффузивных аналогов (см. табл. I, рис. 2). Средняя плотность пород девонского-нижнекаменноугольного структурного яруса [5] обычно меньше плотности нижележащих ярусов и испытывает сравнительно слабые зональные изменения. Интрузивные комплексы, если и обнаруживают некоторую подчиненность от тектонической зональности, то связано это, главным образом, с различием в их составе.

Л и т е р а т у р а

1. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Кузбасса. Тр. СНИИГГМС, 1959, вып. 4.
2. З а й ц е в Н.С. Особенности развития каледонид Сибири в среднем и верхнем палеозое. - В кн.: "Проблемы региональной тектоники Евразии". Тр. ГИН, 1963, вып. 92.
3. К у з н е ц о в В.А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая. Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1963, вып. 13.
4. К у з н е ц о в В.А. Основные черты эндогенной металлогении Алтае-Саянской складчатой области. - В сб.: "Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области". Новосибирск, "Наука", 1966.
5. Н е х о р о щ е в В.П. Тектоника Алтая. Тр. ВСЕГЕМ, нов. серия, 1966, т. 139.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Некоторые результаты и проблемы геолого-геофизического изучения земной коры южного горного обрамления Сибири (Ф.С. Моисеенко)	5
И. С т р о е н и е з е м н о й к о р ы	
К обоснованию модели земной коры складчатых областей (Ф.С. Моисеенко).	41
К оценке точности расчетов мощностей слоев земной коры и глубин их залегания при геолого-геофизических исследованиях (Ф.С. Моисеенко, Н.П. Есиков).	56
Строение земной коры Кузнецкой впадины, Кузнецкого Алатау, Горного Алтая и Горной Шории (Н.П. Есиков, А.В. Ладнин, Н.П. Боровских, О.Д. Уманцева).	89
Строение земной коры Забайкалья по гравиметрическим данным (А.В. Ладнин).	102
Морфология некоторых гранитоидных массивов Казахстана и Алтае-Саянской складчатой области (Е.П. Пучков, Ю.Г. Бороздин).	116
Геофизическая характеристика Кузнецко-Алтайского глубинного разлома (А.В. Ладнин, В.П. Семакин).	156
Геологическое значение статистических характеристик слоев земной коры (Н.П. Есиков, Ф.С. Моисеенко).	180

П. Изостазия, неотектоника
и сейсмология

Вопросы методики вычисления и геологического истолкования гравитационных аномалий Грааф-Хантера (А.В. Ладынин) . . .	204
Особенности изостатического состояния западной части Алтае-Саянской области в связи с современными движениями и сейсмичностью (А.В. Ладынин)	233
Об избирательном поднятии гранитных массивов Казахстана и Алтая (М.Г. Бороздин, В.П. Семакин)	251
Морфология новейших структур Алтае-Саянской области и сейсмичность (Ф.С. Моисеенко)	262
Новейшая структура Алтая (В.П. Семакин)	283

III. Физические свойства
горных пород

Плотность горных пород Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Горного Алтая и Кузбасса (В.П. Семакин)	292
-----------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----

ц.1р.85к.

1035