ЗЕМНАЯ КОРА СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ ЮГА СИБИРИ

2

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

ЗЕМНАЯ КОРА СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ ЮГА СИБИРИ

Выпуск 2

Часть I

СТРОЕНИЕ И СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

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

НОВОСИБИРСК–1971

УДК 551.24(571)(574)+550.83+551.14

А Н Н О Т А Ц И Я

В первой части второго выпуска сборника ряд статей посвящен результатам геолого-геофизического изучения земной коры в пределах Алтае-Саянской области, а также рассмотрению методики исследования и некоторых общих вопросов строения коры. Описывается глубинное строение Западного Саяна и Тувы по ряду пересечений, схемы строения земной коры в Бийско-Барнаульской впадине. Анализируются соотношения геолого-геофизических данных с сейсмическими и делаются выводы о рациональном комплексе методов при изучении земной коры. Обосновывается необходимость выделения "диоритового" слоя из состава сейсмического "гранитного" слоя и обсуждается вопрос о его возможном вещественном составе. Рассматриваются соотношения земного рельефа с глубинным строением земной коры и некоторые вопросы изостазии. Во 2-ой части данного выпуска в ряде статей излагаются результаты геотермических и палеомагнитных исследований, проведенных Институтом геологии и геофизики за последние годы, обсуждаются вопросы методики геотермических исследований. Устанавливается целесообразность использования неглубоких скважин для определения теплового потока. Дается характеристика теплового поля Горной Шории, Кузнецкого Алатау, Минусинской впадины и Восточного Саяна. В статьях по вопросам палеомагнетизма рассмотрена природа естественной остаточной намагниченности осадочных пород и её связь с литогенезом и метагенезом, а также методы, позволяющие установить происхождение намагниченности осадочных пород и природу обратной остаточной намагниченности. Приведены результаты палеомагнитных исследований континентальных отложений Чулымо-Енисейской впадины и Приобского степного плато, для которых подробно изучена история геомагнитного поля в плиоцен-четвертичное время.

Редколлегия: О.А. Калинина, Ф.С. Моисеенко,
Э.Э. Фотиади (отв. редактор)

П Р Е Д И С Л О В И Е

В настоящем втором, как и в предыдущем первом выпуске сборника "Земная кора складчатых областей юга Сибири" освещаются результаты работ лаборатории физики земной коры Института геологии и геофизики СО АН СССР, которые посвящены изучению строения коры этих областей с использованием комплекса геологических и геофизических данных.

Основой такого изучения является глубокий геологический анализ и истолкование возможно большего числа различных геофизических характеристик и параметров, установление взаимосвязей, уяснение природы широкого комплекса геологических и геофизических явлений, относящихся ко всему разрезу земной коры - естественно прежде всего к его верхней части как наиболее доступной широкому изучению и представляющей наибольший практический интерес для решения многих задач геологии и поисков различных видов полезных ископаемых. Для подобного многопланового изучения районы складчатого обрамления Сибири - Центрального Казахстана, Алтае-Саянской области, Прибайкалья и Забайкалья являются особо благоприятными - своего рода опытными полигонами - поскольку достаточно хорошая обнаженность здесь складчатой структуры позволяет достаточно уверенно разбираться в природе многих геолого-геофизических соотношений и ситуаций. Это несомненно способствует ограничению с одной стороны многозначности, присущей всякой геолого-геофизической интерпретации и, наоборот, конкретизации многих выводов, а с другой стороны - значительному расширению возможностей, и как следствие - диапазона проблематики таких исследований.

Основными направлениями, в которых в геолого-геофизической группе лаборатории ведутся подобные исследования являются: I) Изучение поведения естественных геофизических полей (силы тяжести и геомагнитного), особенно их аномальных полей, выяснение их особенностей и, с учетом последних, районирование этих полей, использование их для тектонических и структурных построений и расшифровок. 2) Петрофизическое изучение складчатых комплексов, которому уделяется большое внимание при работах во всех исследуемых районах. Устанавливаемые закономерности изменений параметров изучаемых физических (гл. образом плотности и магнитных) свойств, зависимости их от петрографического состава пород, генезиса, воздействий наложенных процессов (метаморфизма, гранитизации гидротермальных и др.), сопровождающих формирование складчатых комплексов, являются предметом тщательного анализа и использования при геологическом истолковании геофизических данных. 3) Исходя из представлений о тесных и разнообразных связях формирования тектонической структуры - т.е. строения верхних слоев земной коры - от строения более глубоких её слоев, причинной связи с процессами в земной коре и верхней мантии источников многих полезных ископаемых магматического происхождения и закономерностей их пространственного размещения, геолого-геофизичес - кие интерпретационные работы лаборатории построены в плане одновременного, естественно с разной степенью детальности изучения строения земной коры на всю её мощность.

В связи со сказанными, важным является подбор модели земной коры, отражающей её крупное расслоение, обоснованное возможностями используемой геолого-геофизической информации. Соответствующие исследования лаборатории по ряду районов Центрального Казахстана, Алтае-Саянской области, Тувы, Прибайкалья и Забайкалья дали основание признать наиболее приемлемой при региональных построениях четырехслойную модель строения консолидированной земной коры. Такая модель дополняет обычную трехслойную модель (гранитный и базальтовый слои коры и подкоровый - гранулитовый слой) ещё одним, т.н. диоритовым слоем, располагающимся между гранитным и базальтовым слоями. Обоснование для выделения такого промежуточного слоя достаточно уверенно проявляется в распределении сейсмических граничных скоростей и плотности по разрезу коры. Более дискуссионен вопрос о геологической природе этого слоя - диоритовый ли он, либо отвечает базальтифи-

цированным, либо глубокометаморфизованным нижним частям гранито-гнейсового комплекса (гранитного слоя). Серьезную аргументацию именно диоритового состава этого слоя приводит Ф.С. Моисеенко в ряде своих работ. В настоящем сборнике имеется новая статья, посвященная дополнительному разбору этого вопроса.

Вряд ли вопросы внутреннего строения земной коры и её расслоения могут в настоящее время решаться однозначно. Несомненно, что в различных районах существует своя специфика в строении коры, причем отдельные её слои не только многофазны по времени их образования, не только дифференцированы по мощности, но могут и вообще отсутствовать - выклиниваться, а выделяемые граничные поверхности каких-то слоев являются своего рода "фантомными", т.е. включающими ограничивающие поверхности сред различных по составу.

Эти и подобные им вопросы являются, как уже отмечалось, также предметом специального изучения в лаборатории физики земной коры.

Несколько слов о применяемой методике геологического истолкования геофизических данных. Наибольшее использование имеют гравиметрические данные. (Сейсморазведочные к сожалению почти здесь отсутствуют, а магнитные использовались как вспомогательные - помимо их сопоставления с геологическими и гравиметрическими данными, в ряде случаев проводились расчеты верхних и нижних кромок магнитовозмущающих объектов - тел). Основу интерпретации гравиметрических данных, помимо изучения морфологии поля Δg , сопоставления его с различными картами геологическими, структурными, петрофизическими и другими, составляет метод разделения аномалий Δg на её составляющие и весьма емкая геологическая интерпретация каждой из них, а затем и разностных кривых Δg_ρ.

Расчеты осуществляются различными методами подбора в распространенных для этого модификациях, причем и, что нужно особенно подчеркнуть, весьма насыщенных различными геологическими посылками и данными определений физических свойств пород, с неоднократными коррективами получаемых результатов.

Такой подход к интерпретации гравиметрических аномалий может быть для настоящего времени представляется несколько упрощенным , однако это несомненно искупается большой содержатель -

ностью и значительным диапазоном объектов геологического строения, что вряд ли можно было бы достигнуть, используя более сложные методы интерпретации, к тому же неоправданные непредставительностью исходного материала, не нужными точностями получаемых результатов.

В настоящем выпуске имеется статья Ф.С. Моисеенко "Соотношение геолого-геофизических и сейсмологических данных и некоторые вопросы методики комплексного изучения глубинного строения земной коры складчатых областей", характеризующая некоторые возможности и требования к интерпретации геолого-геофизических данных.

Вопросам интерпретации глубинного строения рассматриваемых районов, в настоящем выпуске сборника посвящены статьи Ф.С.Моисеенко и Н.П. Есикова, о глубинном строении Кузнецко-Саянского сектора Алтае-Саянской области и Бийско-Барнаульской впадины и Кулунды.

Следующая группа вопросов, изучаемых в геолого-геофизической группе лаборатории физики земной коры относится к исследованиям новейшей структуры складчатых областей южного обрамления Сибири, связь её с такими специфическими геофизическими явлениями, как сейсмичность, изостатическое состояние земной коры, его механизм и т.д. Все больше выявляется сложное переплетение взаимосвязи и взаимообусловленности тектонических процессов, изостазии, сейсмичности, и ряда других проявлений неотектонических и современных движений, почему изучение этих вопросов приобретает особую актуальность.

В настоящем выпуске подобная тематика освещена в статьях Н.П. Есикова о связи глубинного строения земной коры с неотектоническими структурами северо-западной части Алтае-Саянской складчатой области, и А.В. Ладынина "О вертикальных неотектонических движениях и изостазии некоторых районов южной Сибири". В другой статье А.В. Ладынина освещены вопросы методики получения и использования изостатических аномалий Граафа-Хантера.

Наконец, в работах геолого-геофизической группы лаборатории проводятся и тектонические исследования, по результатам которых имеются специальные публикации. В настоящем выпуске печатается статья Ф.С. Моисеенко "Геосинклинальные структуры" (вопросы классификации).

Помимо геолого-геофизической группы в лаборатории физики земной коры имеются другие специализированные группы. В отличие от первого выпуска сборника здесь помещены статьи групп геотермии и физических свойств горных пород и палеомагнитных исследований, результаты которых ещё не публиковались. В выпуске помещены три статьи о геотермических исследованиях лаборатории в Алтае-Саянской области. В статье У.И. Моисеенко, А.Д. Дучкова и Л.С. Соколовой сообщаются полученные впервые данные о глубинном тепловом потоке в этой горной области. Статья А.Д. Дучкова и Л.С. Соколовой посвящена методическим разработкам топографической поправки и геотермическому градиенту. Большой интерес представляет вторая статья У.И. Моисеенко, А.Д. Дучкова и Л.С.Соколовой "О первых результатах определения глубинного теплового потока из мелких скважин". Выяснение таких возможностей имеет принципиальное значение, т.к. открывает перспективу широкой постановки геотермических исследований в любом комплексе поисково-разведочных геологических и геофизических работ, где производится неглубокое бурение.

Палеомагнитные исследования лаборатории, некоторые результаты которых освещены в последних трех статьях сборника, проводились с целью соответствующего изучения осадочных пород плиоцен-плейстоцена Приобского плато (статья Г.А. Поспеловой) и континентальных отложений илекской свиты Чулымо-Енисейской впадины (статья Г.А. Поспеловой, и Г.Я. Ларионовой). Эти статьи предваряет статья З.Н. Гнибиденко "О природе естественной остаточно-намагниченности осадочных пород", в которой дан обзор и проведен анализ работ по выяснению природы естественной остаточной намагниченности (I_n) осадочных пород и её связи с литогенезом и метагенезом, а также кратко охарактеризованы методы позволяющие однозначно устанавливать происхождение их I_n и природу обратной намагниченности. Предложенные в результате проведенного анализа методические рекомендации были использованы при изучении осадочных пород Приобья и Чулымо-Енисейской впадины.

Данные палеомагнитных исследований, описанные в двух первых вышеназванных статьях, использованы для целей стратиграфической корреляции, а также для выяснения истории геомагнитного поля того времени.

Таково вкратце содержание настоящего выпуска сборника "Земная кора складчатых областей юга Сибири", который явился внеплановым и составлен в сжатые сроки в соответствии с обязательствами, взятыми лабораторией физики земной коры к 100-летию со дня рождения В.И. Ленина. Помимо сотрудников лаборатории, чьи статьи помещены в сборнике, большая работа проведена и другими сотрудниками по подготовке материалов, положенных в основу этих статей, а также их редактирования и оформления.

Член-корреспондент
АН СССР Э.Э. Фотиади

СТРОЕНИЕ И СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Ф.С. Моисеенко, Н.П. Есиков

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КУЗНЕЦКО-САЯНСКОГО СЕКТОРА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

Сведения о глубинном строении средней части Кузнецко-Саянского сектора Алтае-Саянской области, лежащей к востоку от Кузнецко-Алтайского глубинного разлома и простирающейся до Восточного Саяна, очень скудны. Они исчерпываются весьма схематичными построениями рельефа подошвы земной коры на основании общих корреляционных зависимостей между мощностью земной коры и аномалиями силы тяжести /4, 5, 39/ или по сейсмологическим данным / 9, 41/ и не менее схематичными расчетами глубин и мощностей слоев надбазальтовой части коры в восточной половине сектора по магнитным аномалиям /27/. Лишь по территории Кузнецкого Алатау имеются сравнительно детальные данные геолого-геофизического изучения глубинной структуры земной коры, выполненного главным образом по материалам производственных геофизических и геологических съемок /10, 27/. По большей части западной половины Кузнецко-Саянского сектора внутренняя структура земной коры оставалась совершенно не изученной.

С целью получения более полных и надежных данных о строении земной коры средней части Алтае-Саянской области геолого - геофизической группой лаборатории физики земной коры в течение 1967-1968 гг. были произведены геолого-геофизические работы по двум пересечениям через восточную и западную половины Западного Саяна и Тувы. Полевыми отрядами группы были выполнены гравиметрические, магнитометрические, петрофизические и геологические

наблюдения по опорным профилям. Материалы этих наблюдений, а также литературные геологические источники и отчасти аэромагнитные данные явились основой для данного исследования.

В работе, кроме авторов, принимали непосредственное участие Ю.Г. Бороздин, являвшийся начальником отряда в 1967 году, В.П. Семакин, выполнивший геологические наблюдения и организовавший изучение плотности горных пород по восточному пересечению, а также А.В. Ладынин, Н.П. Боровских, С.А. Исупов, О.А. Уманцева и А.К. Кинеловская.

I. Краткая геологическая характеристика

На изученной территории Кузнецко-Саянского сектора Алтае-Саянской области развиты отложения от докембрийских до юрских включительно. На обширных площадях, особенно в долинах крупных рек и впадинах, они перекрыты сравнительно маломощным чехлом кайнозойских образований. Докембрийские толщи представлены кристаллическими сланцами джебашской серии в Западном Саяне, гнейсами, кристаллическими сланцами и карбонатными породами в Восточном Тангу-Ола и Сангилене /7, 15, 12, 42 и др./. Мощность их измеряется многими километрами. Возможно, без углового несогласия и перерыва они сменяются отложениями палеозоя. Нижне- и средне-кембрийские образования составляют (может быть вместе с докембрийскими) структурный ярус, четко отделенный на большей части территории от более молодых слоев резким угловым несогласием. Среди них преобладают зеленокаменно-измененные вулканогенные породы основного и среднего состава, глинистые и кремнистые сланцы, песчаники, иногда известняки, нередко интрудированные амфиболитизированными габбро, габбро-диабазами, пироксенитами и т.п. /12, 19, 37 и др.). Мощность нижне-средне-кембрийской толщи 7-12 км.

Наиболее широко развиты на изученной территории песчаниково-сланцево-алевролитовые толщи верхнего кембрия, ордовика и силура /6, 12, 2 и др./. В разных частях разреза и в разных районах они имеют несколько различное строение, неодинаково метаморфизованы, иногда обогащены карбонатными породами или конгломератами, что явилось поводом для выделения большого количества свит. Для кембро-силурийской толщи Западного Саяна характерны

сильное рассланцевание, метаморфизм до стадии зеленых сланцев, а также огромная её мощность, достигающая 10–15 км. В Тувинской зоне того же возраста породы значительно менее метаморфизованы, а мощность толщи, видимо, не превосходит 5–6 км.

Верхний силур отделен от нижнего несогласием и часто представлен пестроцветными терригенными образованиями, нередко без перерыва сменяющимися слоями нижнего девона /12, 24/.

Девонские и каменноугольные отложения составляют как бы единый структурный этаж, расчлененный несогласиями на 2–3 структурных яруса /1, 8, 21, 36 и др./. Толща нижнего и низов среднего девона сложена преимущественно порфиритами среднего и основного состава и их туфами, реже кислыми эффузивами, песчаниками и алевролитами. Толщу среднего девона–карбона составляют красноцветные и сероцветные песчаники, гравелиты, конгломераты, известняки. В верхней части разреза развиты также туффиты, туфы и углистые породы. В девон-каменноугольном комплексе отложений наблюдается ряд кратковременных стратиграфичеоких несогласий и локальных угловых несогласий. Общая мощность её 8–10 км /23/.

Юрская толща алевролитов, песчаников и конгломератов достигает мощности 1500 м. Она несогласно залегает на палеозойских образованиях и заметно дислоцирована лишь по периферии выполняемых ею мульд.

Дислоцированность доверхнекембрийских образований повсеместно одинаково интенсивна. Верхнекембрийско-силурийская толща дислоцирована весьма интенсивно в Западном Саяне и сравнительно слабо в Туве. Среднепалеозойские отложения образуют обычно простые складчатые формы, пологие в Минусе и более сжатые – в Туве и Западном Саяне /11, 12, 16, 21/.

В послесреднекембрийской структуре средней части Алтае-Саянской области выявляется отчетливая тектоническая зональность /3, 12, 14, 17, 18, 22, 33 и др./. Здесь выделяются Минусинская, Тувинская, Сангиленская и Западно-Саянская тектонические зоны /40/. Первые три представляют собой зоны эвгеосинклинальных салаирид с неполным циклом развития, четвертая – зону эвгеосинклинальных каледонид с полным циклом развития[x]. В верх-

---

x) Полный цикл развития эвгеосинклинали отличается от неполного широким проявлением формации зеленоцветных песчаниково-сланцевых отложений и обычно неполной инверсией структурно-генетических элементов.

некембрийско-силурийское время Минусинская, Сангиленская зоны и некоторая часть Тувинской зоны находятся в геоантиклинальном режиме. На значительной территории Тувинской зоны с конца кембрия или начала ордовика устанавливается миогеосинклинальный режим, характеризующийся мощным терригенным осадконакоплением. В среднем палеозое мезогеосинклинальные условия нижнего-среднего девона без существенных перерывов и несогласий уже в среднем девоне сменились брахигеосинклинальными /40/. Структуры мезозойских толщ близки по характеру к платформенным.

Существенным элементом геосинклинальной структуры региона являются глубинные разломы, обычно разделяющие зоны разновозрастной складчатости. Таковы Кандатский, Саяно-Тувинский, Борусский, Агардагский разломы, вероятно, Саяно-Минусинский, считавшийся до недавнего времени граничным для Минусинской и Западно-Саянской зон /19/. Особенно четко проявлены Кандатский и Борусский разломы, окаймляющие сложенный кристаллическими сланцами Джебашский горст ("антиклинорий"), рассматриваемый большинством геологов как элемент Западно-Саянской зоны /12, 18/.

Неоген-четвертичные движения привели к образованию довольно сложной по морфологии складчато-глыбовой структуры, в которой Западно-Саянское и Таннуольское поднятия являются элементами более крупного Алтае-Саянского мегаподнятия, являющегося в свою очередь осложнением гигантского Центрально-Азиатского геоподнятия /31/. Амплитуда новейших структур достигает 2500-3500м.

2. Характеристика физических полей

а) Гравитационное поле

Кузнецко-Саянский сектор Алтае-Саянской области лежит в пределах Бийско-Минусинской гравитационной террасы на севере и Алтае-Саянского минимума - на юге, сочленяющихся Саяно-Минусинской гравитационной ступенью /28/. В пределах упомянутой террасы аномальное поле повышенное и осложнено локальными аномалиями незначительной амплитуды. К югу от гравитационной ступени на востоке региона средний уровень аномалий очень постоянен, несмотря на наличие здесь крупных аномалий I-го (повышенные Куртушибинская, Чагытайская, отрицательная Западно-Саянская и др.)

и 2-го порядков. Сама ступень здесь осложнена локальными аномалиями, вследствие чего горизонтальный градиент в её пределах сильно изменяется (рис. I).

В юго-восточной части Тувы над полем почти сплошного развития интрузивных пород выделяется ряд крупных отрицательных и относительно положительных аномалий, осложненных мелкими аномалиями высоких порядков и часто сочленяющихся с резкими гравитационными ступенями (рис. 2).

На западе региона Саяно-Минусинская гравитационная ступень очень широка, что затрудняет определение границы между Бийско - Минусинской террасой и Алтае-Саянским минимумом (рис. 3). Если эту границу относить к точке с максимальным градиентом, то она довольно точно приходится на зону Борусского разлома. Если же её определять по положению точки полумаксимума аномалии, то она падает на середину Джебашского горста (антиклинория).

На фоне Алтае-Саянского минимума выделяется отрицательная Западно-Саянская и повышенная Акдовуракская аномалии I-го порядка. Граница этих аномалий приурочена к Саяно-Тувинскому разлому, разграничивающему Западно-Саянскую и Тувинскую зоны. Северное ограничение Западно-Саянской аномалии неопределенно. В качестве него может быть принят участок повышенных градиентов севернее Чулаксинского грабена. Но не исключается другой вариант северной границы аномалии, по которому она приходится на гравитационную ступень с уровнем значений Δg, близким к таковому в Акдовуракской аномалии. В этом случае искомая граница приходится на зону Борусского разлома, разделяющего Джебашский горст и Западно-Саянский синклинорий. Последний вариант представляется более естественным с геологической точки зрения, но формально его невозможно обосновать. Первый вариант, напротив, формально более приемлем, причем он находится в полном соответствии с выделением Западно-Саянской отрицательной аномалии в восточной части региона.

В области Западно-Саянского минимума могут быть выделены аномалии 2-го порядка. Они невелики по амплитуде и нечетко выражены. В пределах Акдовуракской антиклинали и севернее зоны Кандатского разлома наблюдаются небольшой амплитуды аномалии 3-го порядка.

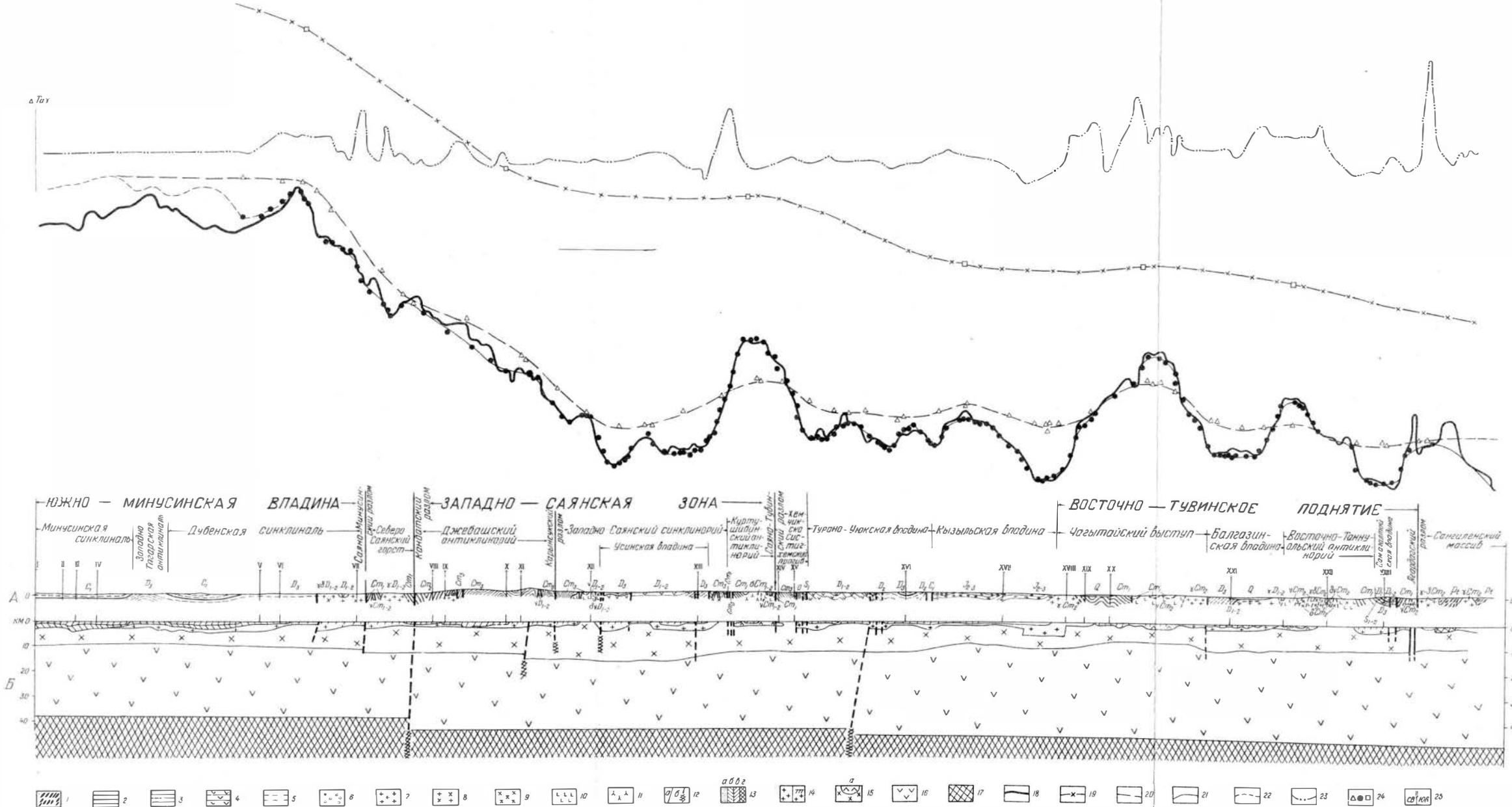


Рис 1. Геологический (А) и расчетный (Б) разрезы и кривые Δg и ΔT по восточному профилю

1 – протерозой (PR): кристаллические сланцы гнейсы, известняки, мраморы; 2 – кембрий нижний и средний (Cm_1, Cm_2, Cm_{1-2}): эффузивы основного состава, туфы, туффиты, глинистые, кремнистые и метаморфические сланцы кварциты, песчаники, известняки (чингинская серия, нижнемонокская, серлиеская, ирбитейская, амыльская свиты); 3 – кембрий верхний, ордовик, силур (Cm_3, O, S_1, S_{1-2}): песчаники, алевролиты, аргиллиты, сланцы глинистые, известняки, редко конгломераты (скотхольская, ишкинская, алассуская, иньсукская, малиновская, атыльская, шиштыкская свиты, шугнетская серия); 4 – девон нижний-средний (D_1, D_2), порфириты, порфиры, туфы, песчаники, алевролиты (быскарская и кызыбулакская серии); 5 – девон средний и верхний, карбон нижний (D_2 D_3, C_1): песчаники, гравелиты, конгломераты, туффиты, туфы, известняки (атакшильская илеморовская, уюкская, бегревинская, кохойская, лобанцевская, араданская, тубинская, иджимская, хербасская и жиоттугская свиты и балгазинская толща); 6 – юра средняя и верхняя (J_{2-3}) алевролиты, песчаники (эрбекская и салдамская свиты). 7 – граниты (γ); 8 – гранодиориты (γδ), 9 – диориты, кварцевые диориты (δ); 10 – габбро, диабазы, габбродиабазы (ν); 11 – пироксениты (G); 12 – разломы: а) установленные, б) предполагаемые. 13 – Вулканогенно-осадочный слой: породы а) юрского, б) кембрий-ордовикского, в) кембрийского возраста; 14 – а) гранитный слой, б) нерасчлененные вулканогенно – осадочный и гранитный слой; 15 – диоритовый, 16 – базальтовый, 17 – подкоровый слой. кривые Δg: 18 – исходная; 19 – 1ая составляющая; 20 – 2ая составляющая; 21 – 3я составляющая, 22 – кривая Δg, исправленная за влияние вулканогенно – осадочной толщи; 23 – кривая ΔT; 24 – расчетные точки; 25 – изломы профиля.

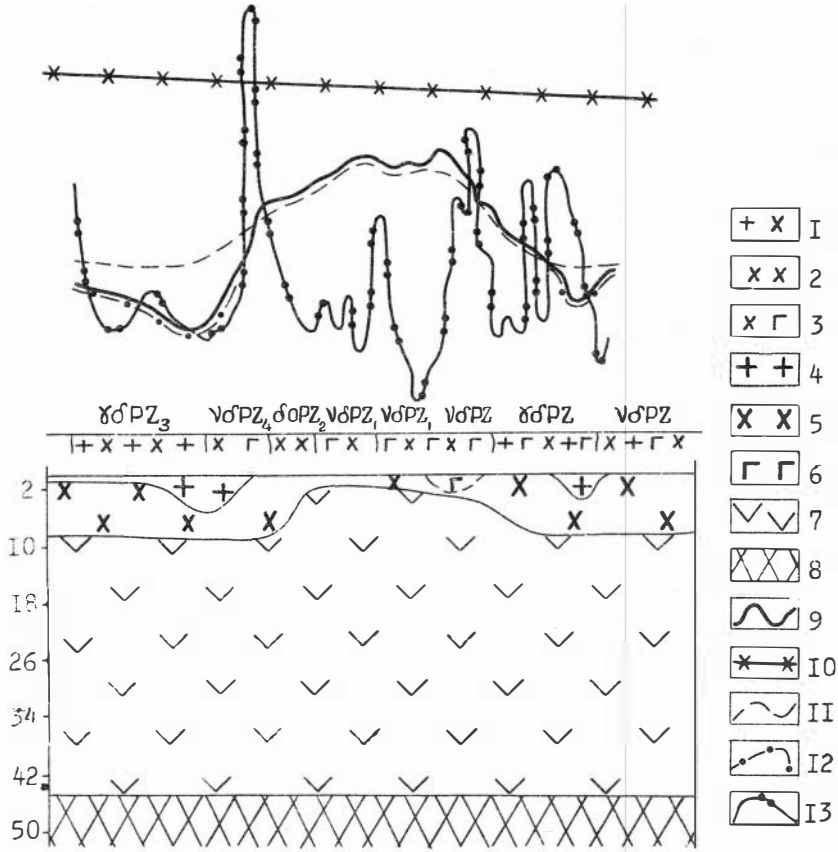


Рис.2. Геологический (А), расчётный (Б) разрезы и кривые Δg и ΔZ по профилю в восточной части Тувы.

I – Гранодиориты, плагиограниты, гранит-порфиры; 2 – кварцевые диориты, тоналиты; 3 – диориты, габбро-диориты с вкраплениями габбро, пироксенитов; 4 – гранитный слой; 5 – диоритовый слой; 6 – породы основного состава; 7 – базальтовый слой; 8 – подкоровый слой. Кривые Δg и ΔZ : 9 – исходная кривая Δg ; I0 – I-ая составляющая; II – 2-ая составляющая; I2 – 3-я составляющая; I3 – наблюденная кривая ΔZ .

Р и с. 3. Условные обозначения: I- протерозой, джебашская серия (Pt); слюдисто-хлорито-кварцевые, слюдисто-хлоритовые и прочие метаморфические сланцы; 2 - кембрий нижний и средний (Cm_1, Cm_2, Cm_{1-2}): зелено-каменно-измененные диабазовые и андезитовые порфириты, туфы, метаморфические сланцы, углисто-кремнистые сланцы, кварциты, известняки, песчаники (нижне- и верхнемонокская, алтынбулакская, акдуругская, арбатская свиты); 3 - кембрий верхний, ордовик, силур нижний ($Cm_3?, Cm_3-O, O, S_1$): песчаники, глинистые, песчано - глинистые сланцы, алевролиты, реже известняки, туфы, гравелиты, конгломераты (аласугская и шемушдагская свиты, шигнетская и стуксугская серии); 4- силур (S_1, S_{1-2}): алевролиты, песчаники, реже эффузивы, туфы, известняки, гравелиты и конгломераты (чергакская свита), в верхней части разреза пестроцветные песчаники и алевролиты (хондергейская свита); 5 - девон нижний и средний (D_1, D_{1-2}): порфириты основного и среднего состава, альбитофиры, фельзиты, кварцевые порфиры, туфы, лавоагломераты, песчаники, конгломераты, аргиллиты чиланской и кендейской свит; 6 - девон средний и верхний (D_{2-3}); пестроцветные песчаники, алевролиты, сланцы, реже туфогенные песчаники, гравелиты, конгломераты, известняки, мергели абаканской, саглинской, таштыпской, ихедушингольской, илеморовской, юкской, бегрединовской, кохайской, джаргинской свит. И н т р у з и в н ы е п о р о д ы: 7 - среднепалеозойские ($\gamma\delta Pz_2$), гранодиориты, плагиограниты, кварцевые диориты; 8 - среднепалеозойские ($\delta-\gamma\pi Pz_2$), гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры; 9 - девонские (νD_{2-3}), габбро, габбро-диабазы, диориты; IO -кембрийские(νCm_{1-2}), габбро, габбро-диориты, часто рассланцованные, хлоритизированные и змеевикованные; II - разломы, I2- осадочно-вулканогенный слой, I3-контуры его гравитационно-активной части; I4-условно-гранитный; I5-диоритовый; I6-базальтовый слой; I7-исходная кривая аномального гравитационного поля Δg; I8- I-я составляющая; I9- 2-я составляющая; 20- 3-я составляющая; 2I- наблюденная кривая аномального магнитного поля Δz; 22-средний рельеф земной поверхности.

Б у к в а м и н а п р о ф и л е о б о з н а ч е н ы: Ю.-М. - Южно-Минусинская впадина; ЧЛ - Чулаксинский грабен; антиклинали: Х - Хансынская, А-Д - Акдовуракская, Ч - Чиргакская, У-Ш - Усть-Шемская, Х-Д - Хам-Дыбская; синклинали: Ар - Арбатская, Ат - Ататахская, М - Манчурекская, К-Ч - Кара-Чаданская, А - Аянгатинская, Ш - Шемская, Б-Т - Баян-Талинская, Т-О - Тангу-Ольская; зоны разломов: Кд - Кандатского, Б - Борусского

Примечание: I) Индексом Q на геологическом разрезе обозначены четвертичные отложения. 2) Индексы, заключенные в скобки, взяты с геологической карты и обозначенный ими возраст недостаточно обоснован.

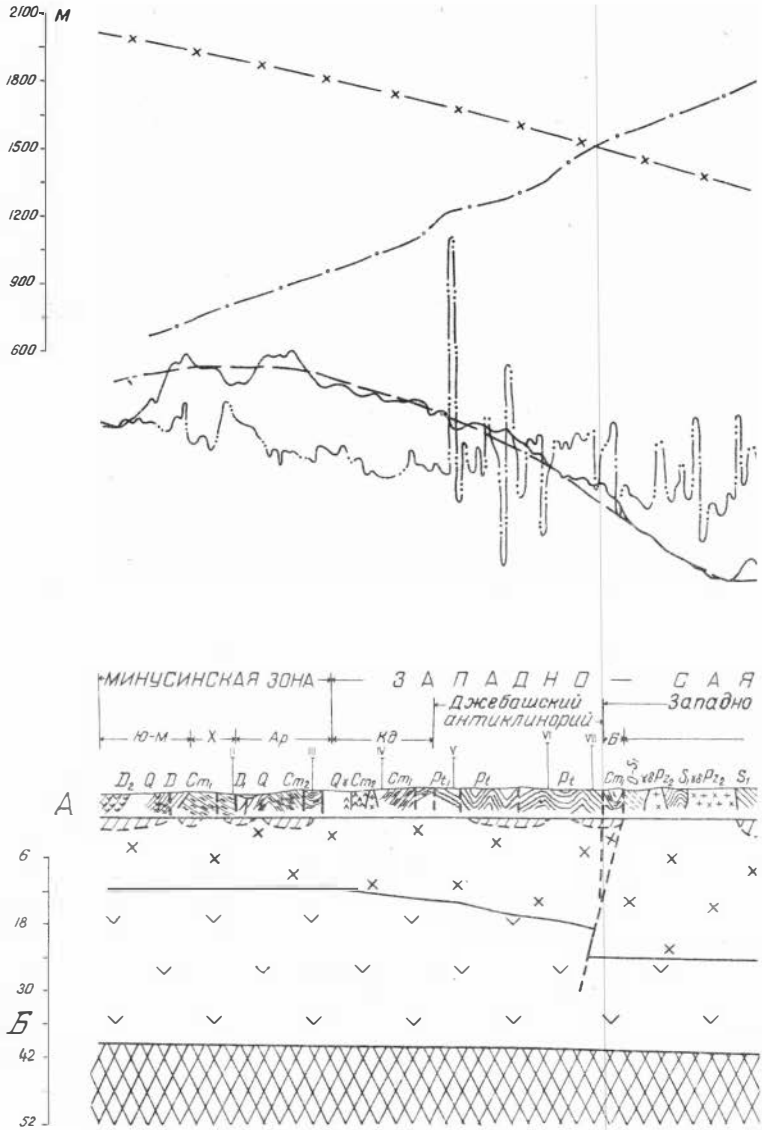
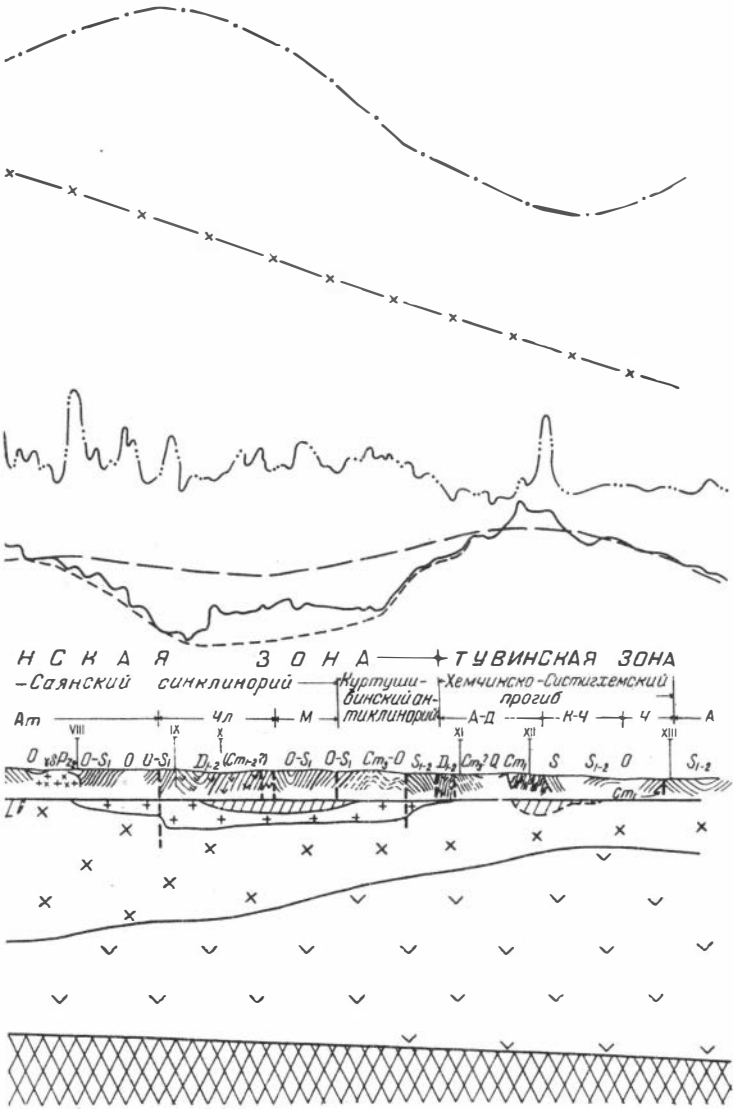


Рис. 3. — Геологический (А) и расчетный (Б) разрезы



на расчетном разрезе кривые Δg и ΔZ

12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22

и кривые Δg и ΔZ по западному профилю.

Обращает на себя внимание в общем слабая дифференциация аномального гравитационного поля по профилю. На юге она несколько возрастает, а изменение поля имеет явно террасовидный характер (рис. 4 и 5).

б) Магнитное поле

Аномальное магнитное поле существенно различается в восточной и западной части региона по своему среднему уровню, степени и характеру дифференциации на разных участках.

В восточной части региона по среднему уровню аномалий ΔT выделяется четыре участка: I) Минусинский со средней интенсивностью аномалий около + 200 γ. 2) Западно-Саянский, охватывающий район от Джебашского антиклинория до Кызыльской впадины включительно, с уровнем поля, близким к нулю, 3) Тувинский, располагающийся в области Восточно-Тувинского поднятия (подзоны) и характеризующийся средним уровнем поля в + 200 – + 300 γ, 4) Сангиленский, с интенсивностью аномалий – 200 – –I00 γ. В качестве особого переходного участка может рассматриваться отрезок профиля, смежный для Минусинского и Западно-Саянского участков. В его пределах магнитное поле понижается с севера на юг от +500 до –I00 γ.

Существенно различаются выделенные участки по степени дифференцированности магнитного поля. Так, на Минусинском участке оно недифференцированное, на Западно-Саянском – слабо дифференцированное, хотя отдельные локальные аномалии и достигают амплитуды в I000 γ. На переходном, Тувинском и Сангиленском участках аномальное поле заметно изменяется по степени дифференцированности в зависимости от геологической обстановки. Например, над Джебашским антиклинорием магнитные аномалии незначительны по амплитуде и градиентам, а над Северо-Саянским горстом и Чатыгайским выступом амплитуды и градиенты аномалий значительно большие.

В бассейне Малого Енисея магнитное поле в аномалиях ΔT и ΔZ резко дифференцированное, с неравномерно распределенными по площади локальными аномалиями. Амплитуда аномалий здесь достигает сотен и первых тысяч гамм.

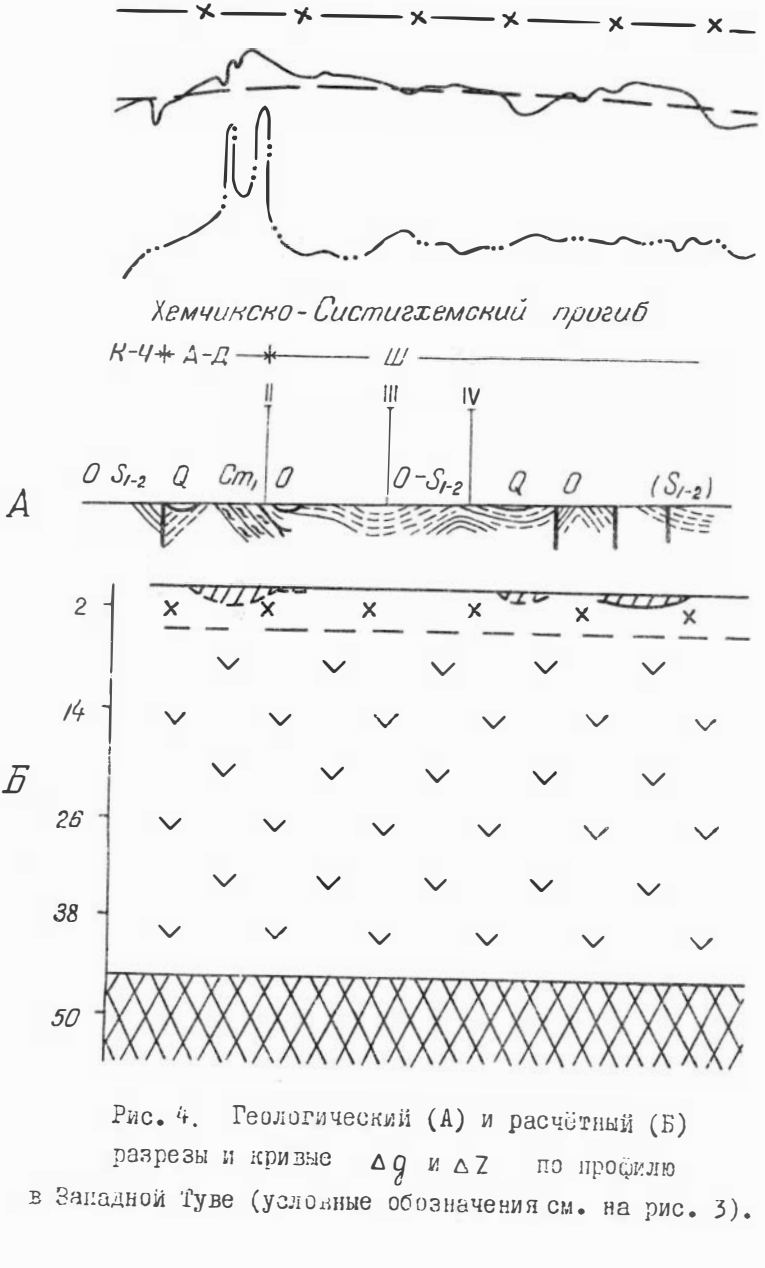


Рис. 4. Геологический (А) и расчётный (Б) разрезы и кривые Δg и ΔZ по профилю в Западной Туве (условные обозначения см. на рис. 3).

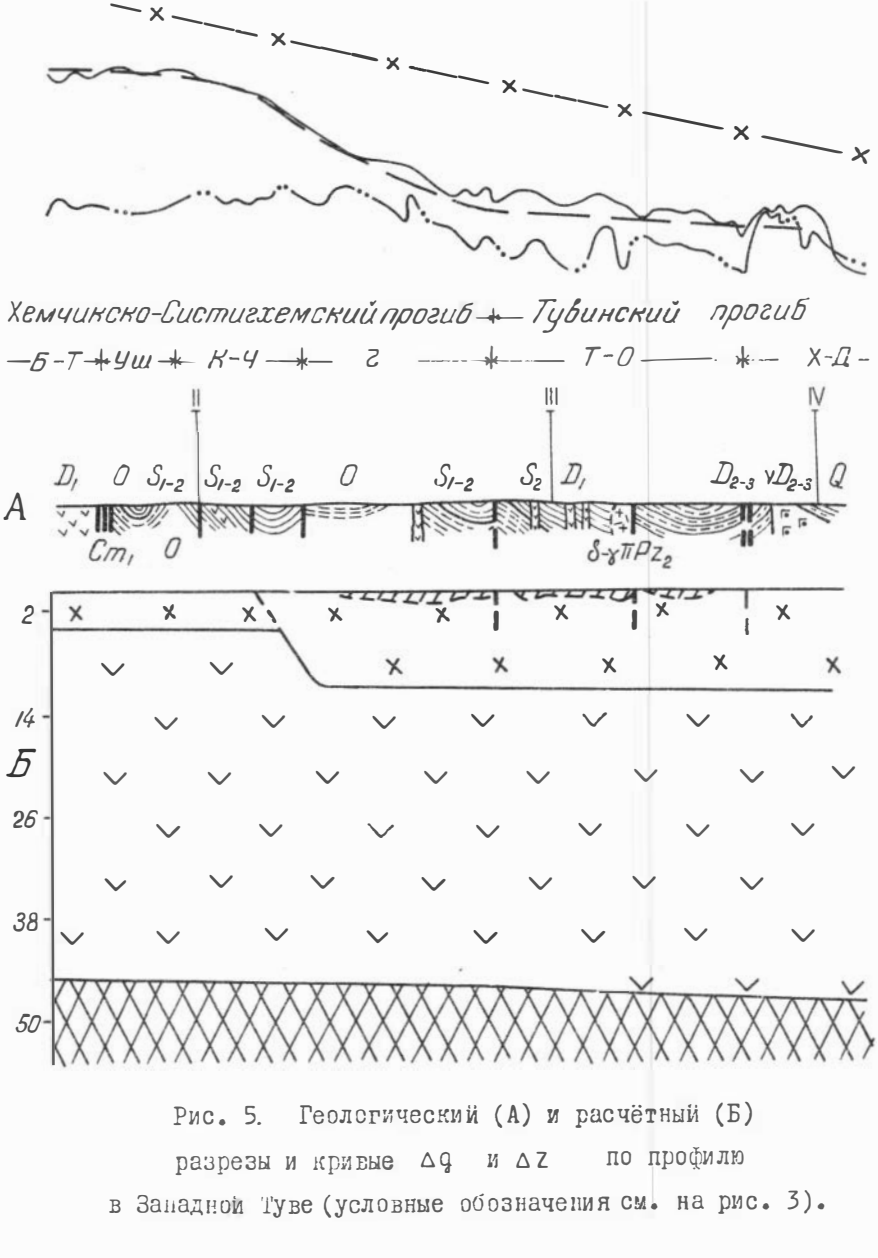


Рис. 5. Геологический (А) и расчётный (Б) разрезы и кривые Δg и ΔZ по профилю в Западной Туве (условные обозначения см. на рис. 3).

Представление об аномалиях ΔT в западной части региона дает описание, приведенное в работе (27). В данном очерке ограничимся характеристикой аномалий ΔZ по одному из профилей наземной магнитной съемки. По среднему уровню поля на кривой ΔZ здесь выделяется три крупных участка: северный, средний и южный. Магнитное поле от одного участка к другому понижается ступенчато, будучи наиболее высоким на северном участке и наиболее низким - на южном. На северном участке, охватывающем отрезок профиля южной части Минусинской впадины до Борусского разлома, наблюдаются два широких локальных повышения осредненного магнитного поля с размахом в 200-300γ . На среднем участке, прослеживающемся от Борусского до Саяно-Тувинского разлома, выделяется ряд слабых аномалий с амплитудой 50-150γ, на южном - кривая ΔZ имеет вид почти горизонтальной прямой.

По характеру дифференциации аномалий профиль расчленяется несколько иначе. В северной части профиля, до северного края Джебашского горста, магнитное поле довольно дифференцированное, но амплитуда локальных аномалий редко превосходит 200γ. При этом изрезанность поля очень неравномерна: наряду с аномалиями в 100-200γ и шириной в первые километры здесь выделяются отдельные аномалии в 300-450γ и шириной во много километров.

Далее к югу, между зоной Кандатского разлома и Чулаксинским грабеном, поле резко дифференцированное, с амплитудой локальных аномалий до многих сотен и даже первых тысяч гамм, причем амплитуда локальных аномалий заметно убывает с севера на юг. Характерно, что многие аномалии здесь отмечают крутонаклонное положение вектора намагничения тел. Ещё южнее на левобережье р. Хемчик, магнитное поле по дифференцированности почти такое, как в северной части профиля. К югу от ядра Акдовуракской антиклинали магнитное поле ΔZ очень спокойное, лишь изредка нарушаемое мелкими изолированными аномалиями в 50-150γ.

Таким образом районирование аномального магнитного поля по двум различным признакам - среднему уровню поля и его дифференцированности оказывается различным, но при этом обычно на границы между участками разной его дифференцированности приходятся повышенные градиенты осредненного поля, иногда совпадающие с гравитационными ступенями.

Если районировать магнитные аномалии сразу по двум признакам, то могут быть выделены следующие аномальные зоны с севера на юг:

I) Минусинско-Кандатская - с повышенным полем средней степени дифференциации;

2) Джебашская - с повышенным, резко дифференцированным полем;

3) Ататахская со средним уровнем сильно дифференцированного поля;

4) Чулаксинско-Куртушибинская - со средним уровнем среднедифференцированного поля;

5) Акдовуракская - с пониженным полем средней дифференцированности;

6) Чиргакская - с пониженным недифференцированным полем.

В пределах Тувинского прогиба магнитное поле пониженное и несколько более дифференцировано, чем в Чиргакской аномальной зоне. Отдельные локальные аномалии здесь достигают 250-350γ. Магнитная ступень несколько смещена на юг относительно гравитационной.

3. Соотношение гравитационных и магнитных аномалий с геологической структурой

Крупнейшие элементы гравитационного поля соответствуют в общих чертах Минусинской тектонической зоне (Бийско-Минусинская гравитационная терраса) и Западно-Саянско-Тувинскому региону (Алтае-Саянский минимум силы тяжести), включающему Западно-Саянскую и Тувинскую тектонические зоны. При этом зона Кандатского разлома и Джебашский горст выступают как составная часть Минусинской зоны. По другому же варианту граница между Минусинской зоной и Западно-Саянско-Тувинским регионом проходит по средней линии Джебашского горста и последний выступает в таком случае в виде шовной структуры типа Успенской тектонической зоны в Центральном Казахстане или Иртышской - на Алтае. В общем, по характеру гравитационного поля зона Кандатского разлома не может рассматриваться в качестве границы, разделяющей главнейшие структурные элементы региона. Таковыми является либо Борусский раз-

лом, либо (что наиболее вероятно) Джебашский горст в целом вместе с ограничивающими его зонами Кандатского и Борусского разломов. В таком случае Джебашский горст должен быть выделен в качестве Джебашской шовной зоны.

Граница Западно-Саянской и Тувинской тектонических зон фиксируется небольшой, но четкой гравитационной ступенью в бассейне р. Алаш и противоположно ей ориентированной ступенью-крылом Куртушибинской аномалии - в бассейне р. Уюк.

Западно-Саянская аномалия I-го порядка, точно соответствующая Западно-Саянскому синклинорию в восточной части региона, смещается к юго-западу, охватывая здесь южную половину синклинория и северную Куртушибинского антиклинория, к которому на востоке приурочена повышенная Куртушибинская аномалия. В западной части региона повышенная аномалия, подобная Куртушибинской, расположена уже к югу от Куртушибинского антиклинория, над Ак-Довуракской антиклиналью Хемчикско-Систигхемского каледонского прогиба, в ядре которой выступают породы эвгеосинклинального салаирского комплекса.

Такие соотношения аномалий и структурных элементов, очевидно, свидетельствуют о том, что тектоническая зональность после нижнесилурийского времени отлична от зональности предшествующего этапа развития региона и о том, что складчатые формы I-го порядка, возможно, являются сквозными по отношению к тектоническим зонам.

В пределах Тувинской зоны аномалии I-го порядка характеризуют структурные элементы типа антиклинориев, синклинориев, впадин и глыбовых поднятий. Так, положительными (повышенными) аномалиями отмечаются Восточно-Таннуольский антиклинорий, Чагытайский выступ, Сангиленский массив, отрицательными - Тувинский, Усинский, Балгазинский и Самагалтайский прогибы.

В юго-восточной части Тувы сплошь развиты интрузивные породы. Повышенной аномалией фиксируется район развития габбро - диоритов и кварцевых диоритов, а отрицательными - массивы гранодиоритов.

Гравитационные аномалии второго порядка не увязываются с определенными структурными элементами.

Аномалии 3-го и более высоких порядков хорошо увязываются с петрографическими и плотностными особенностями горных пород, выступающих в районе этих аномалий. Они отражают вариации в сос-

таве вулканогенно-осадочных толщ и различие по плотности интрузивных массивов или обусловлены разуплотнением в зонах разломов. Например, повышенные аномалии над Хансынской антиклиналью и южной частью Арбатской синклинали ассоциируют с развитием здесь кембрийских вулканогенных пород высокой плотности. Ак-Довуракская аномалия также приурочена к выходам на земной поверхности плотных вулканогенно-осадочных образований нижнего кембрия, интрудированных ультраосновными интрузиями акдовуракского комплекса. Небольшая отрицательная аномалия над Агардагским разломом может быть объяснена разуплотнением пород вследствие их раздробления и т.д.

В общем, аномалии первого порядка пространственно совпадают с участками пород повышенной или пониженной плотности. Но это ещё не дает основания для расчета формы тектонических структур на глубину, так как рассчитанные по ним, как и по многим аномалиям более высоких порядков, поверхности несогласно секут снизу структуры слоистых толщ.

В магнитном поле западной части региона по среднему уровню аномалий ΔZ отчетливо выделяются Минусинская тектоническая зона вместе с Джебашским горстом, Западно-Саянская и Тувинская зоны, отделяясь одна от другой ступенчатым понижением поля. По степени же и характеру дифференцированности поля Джебашский горст уже более сходен с Западно-Саянской зоной, резко отличаясь от Минусинской. Учитывая, что по уровню поля Джебашский горст сходен с Минусинской зоной, а по дифференцированности аномалий с Западно-Саянской, логичнее всего его рассматривать как особую переходную зону между двумя названными.

Ататахская магнитная зона точно соответствует одноименному синклинорию, а Чулаксинско-Куртушибинская - той части Западно-Саянской зоны, которая отмечается отрицательной гравитационной аномалией.

Акдовуракская магнитная зона приурочена к локальному поднятию, а Чиргакская - к прогибу более обширного Хемчикско-Систигхемского прогиба Тувинской зоны.

На востоке Минусинский максимум ΔT приурочен к Минусинской впадине. Западно-Саянский магнитный минимум охватывает не только Западно-Саянскую тектоническую зону, но также и часть Тувинской зоны и Северо-Саянский горст. Джебашский антиклинорий и южная часть Минусинской зоны, хотя и отличаются от Западно-

Саянского синклинория и друг от друга дифференцированностью аномалий, но оказались в минимуме ΔT, в то время, как на западе они характеризуются региональным повышением аномалий ΔZ. Наличие здесь минимума ΔT представляется наиболее рациональным связывать с комплексом терригенных пород верхнего кембрия, ордовика и силура. Обращает на себя внимание тот факт, что в магнитном поле, как и в гравитационном, Западно-Саянская тектоническая зона и северная часть Тувинской зоны отражаются как единое целое.

Тувинский максимум ΔT приурочен к Восточно-Тувинскому поднятию Тувинской зоны.

Локальные магнитные аномалии связываются с отдельными геологическими телами, представляющими собой интрузии разнообразного состава, эффузивные толщи, мощные протяженные дайки и тому подобное.

В общем и гравитационное, и магнитное поле фиксируют тектоническую зональность, причем последнее из них обычно более резко очерчивает границы структурных элементов и позволяет более дробно дифференцировать структуру региона. Однако, отдельные даже крупные складки, горсты и грабены часто не фиксируются в магнитном и гравитационном полях.

Гравитационные и магнитные ступени или резкие изменения дифференцированности магнитного поля фиксируют разрывные нарушения. Однако, характер проявления разломов в аномальных полях различен. Например, Борусский и Саяно-Тувинский разломы отмечаются ступенями, Кандатский – лишь изменением в дифференцированности магнитного поля. Не находит отражения в гравитационном поле Агардагский глубинный разлом, ограничивающий Сангиленский массив с севера, и ряд других крупных разрывных нарушений.

При сопоставлении геофизических и геологических данных устанавливается, таким образом, достаточно хорошая корреляция между структурными элементами, с одной стороны, гравитационными и магнитными аномалиями – с другой. Однако, характер этой корреляции неодинаков в различных тектонических зонах. Так, в Минусинской и Тувинской зонах в аномалиях отражаются даже небольшие структурные элементы: отдельные антиклинали, синклинали, прогибы, поднятия. В Западно-Саянской же зоне в аномальных полях отмечаются лишь крупные структурные элементы глыбового характера

(тектонические зоны, подзоны). Отдельные складки в них не находят отражения.

Различия в особенностях соотношений аномалий и структур в разных тектонических зонах, по-видимому, свидетельствуют о различии объектов, вызывающих аномалии. В Тувинской и Минусинской зонах, характеризующихся слабой дислоцированностью и метаморфизмом послесреднекембрийских отложений, очевидно, наиболее проявлено в аномальных полях первичное распределение материала, явившееся результатом осадконакопления и складчатости. В Западно - Саянской же зоне, вероятно, главное влияние на характер аномальных полей оказывает вторичное распределение материала, возникшее вследствие метаморфических процессов и палингенеза. В пользу такого предположения говорит характер соотношений аномалий с геологическим строением в Восточной Туве, где вулканогенно-осадочные образования почти отсутствуют, а характер аномалий сходен с таковым в пределах Западно-Саянской зоны.

Исходя из характера аномального поля силы тяжести и его соотношений с геологическим строением, можно наметить следующие связи.

I. Аномалии 3-го и более высоких порядков обычно связаны с плотностными неоднородностями толщ, обнажающихся на земной поверхности.

2. Аномалии 2-го порядка редки и не проявляют зависимости от геологических объектов, видимых на поверхности. Вероятно, они связаны с какой-то поверхностью, подстилающей вулканогенно-осадочный слой. Поскольку они наблюдаются в области отрицательной аномалии, обусловленной скоплением гранитов, то эта поверхность скорее всего, является кровлей гранитного слоя.

3. Аномалии I-го порядка также развиты ограниченно и не связаны с приповерхностными неоднородностями земной коры. Одни из них отрицательные и приурочены к районам предполагаемого скопления гранитоидов, другие положительные и отмечают участки концентрации пород повышенной плотности. При отсутствии крупных масс гранитоидов аномалии I-го и 2-го порядков не наблюдаются, что, видимо, можно рассматривать как указание на непосредственный переход вулканогенно-осадочного слоя в слой, подстилающий граниты-диоритовый.

4. Региональные особенности поля, вероятно, обусловлены размещением поддиоритовых масс и связаны, в основном с рельефом базальтового (2-я составляющая) и подкорового (I-я составляющая) слоев.

Таким образом, в гравитационном поле выделяются аномалии, соответствующие всем элементам принятой нами ранее четырехслойной модели земной коры /27, 29/ с той разницей, что гранитный слой здесь развит спорадически, а вулканогенно-осадочный слой на значительных отрезках профилей не отделяется от диоритового, и земная кора практически представляется двухслойной. Судя по амплитуде аномалий высоких порядков, вулканогенно-осадочный слой на таких участках простирается до глубины в первые километры.

Магнитные аномалии степенью и характером дифференциации отмечают магнитную неоднородность приповерхностной части земной коры, а уровнем поля - неоднородности более глубоких её горизонтов. Судя по отражению в магнитном поле тектонических зон и соотношению с гравитационными аномалиями уровень поля фиксирует неоднородности в коре вплоть до кровли базальтового слоя.

4. Соотношение аномалий с распределением физических свойств горных пород

При сопоставлении наблюденной кривой Δg с распределением плотности пород, обнажающихся на земной поверхности вдоль профиля, устанавливается хорошая корреляция между аномалиями 3-го и более высоких порядков, с одной стороны, и плотностью горных пород - с другой. Локальным повышениям или понижениям поля соответствуют повышенные и пониженные плотности пород.

Гравитационные аномалии более низких порядков, и особенно аномальные зоны, часто имеют характеристики, противоположные тем, которые можно было бы ожидать, исходя из плотностей горных пород. Так, отмечающаяся более низкой средней плотностью горных пород Минусинская зона лежит в области гравитационного максимума, а Западно-Саянский синклинорий с его наиболее высокой плотностью - в области минимума. Джебашский горст с такой же плотностью, как у Западно-Саянского синклинория, находится в области гравитационной ступени. Хемчик-Систигхемский прогиб, средняя плотность пород в котором ниже, чем в Западно-Саянской зо-

не, отмечается максимумом I-го порядка в пределах Алтае-Саянского гравитационного минимума. В общем, кривая распределения плотностей в тектонических зонах представляется как бы негативной по отношению ко 2-ой составляющей аномального поля. I-я же составляющая не обнаруживает никакой связи с распределением плотностей горных пород на земной поверхности.

Описанные соотношения позволяют сделать вывод, что аномалии крупнее аномалий 3-го порядка обусловлены главным образом, а некоторые и полностью, особенностями распределения масс в глубинных зонах земной коры, а может быть и мантии.

Характер магнитных аномалий в значительной степени объясняется магнитными свойствами горных пород, обнажающихся вдоль профиля, и особенностями их залегания. Например, крутонаклонным, дифференцированным по магнитной восприимчивости толщам, слагающим Джебашский горст, соответствует сильно изрезанное аномальное поле ΔZ, а сходным по магнитной характеристике, но более полого залегающим образованиям кембрия и девона - значительно более спокойное поле. Слабо дифференцированные по магнитной восприимчивости отложения Хемчик-Систигхемского прогиба характеризуются почти "безаномальным" полем, а сходные образования Западно-Саянского синклинория, интрудированные гранитоидами и часто метаморфизованные, - сравнительно дифференцированным полем ΔZ.

Находят отражение в распределении магнитной восприимчивости пород и магнитные аномалии низких порядков. Так, повышенное поле Минусинской зоны соответствует повышенной средней магнитной восприимчивости горных пород. Понижение магнитного поля в зоне Кандатского разлома коррелируется с очень низкой магнитностью пород, а некоторое повышение его над Джебашским горстом - с существенным увеличением магнитной восприимчивости. Более низкий средний уровень магнитного поля в Западно-Саянском синклинории и Хемчик-Систигхемском прогибе сопровождается уменьшением магнитной восприимчивости пород. Таким образом, и региональные особенности аномального магнитного поля согласуются с намагниченностью горных пород в приповерхностной части земной коры. Исключение составляет лишь некоторая диспропорция между высокой средней магнитной восприимчивостью горных пород и слабым относительным повышением аномального поля в пределах Джебашского антиклинория. Можно полагать, что эта диспропорция является след-

ствием ориентировки вектора остаточного намагничения в породах Джебашской серии, учесть влияние которой не представляется возможным из-за отсутствия соответствующих определений.

5. Разложение наблюденной кривой Δg на составляющие и построение разрезов земной коры

При интерпретации аномалий были использованы рабочая модель четырехслойной земной коры и методика разделения аномального поля, выработанная в результате исследований строения земной коры в складчатом обрамлении юга Сибири. Они описаны достаточно подробно в ряде работ /25, 27, 29/ и здесь не рассматриваются.

Верхний, вулканогенно-осадочный слой, как и в других районах, характеризуется неоднородностью по плотности и составу, поэтому при расчетах плотность его в каждом конкретном случае принималась различной, в соответствии с данными измерений её по образцам горных пород на данном отрезке профиля. Для гранитного, диоритового, базальтового и подкорового слоев приняты стандартные величины плотности.

Разложение наблюденной кривой на составляющие произведено в основном геолого-геофизическим методом /25/. Но из-за неблагоприятных геологических условий и нечеткости плотностной дифференциации горных пород района на ряде участков пришлось ограничиться обычным графическим осреднением по профилю.

Третья составляющая на отрезке I-УП западного профиля выделяется с большим трудом, так как крупные массивы гранитоидов здесь редки и располагаются они не непосредственно на профиле, а на некотором удалении от него (см. рис. 3). При отсутствии площадной гравиметрической съемки это приводило к необходимости экстраполяций, погрешность которых оценить невозможно. Лишь на основании очень слабой дифференциации аномального поля на этих участках профиля, явно обусловленной приповерхностными неоднородностями, можно предполагать, что величина указанной погрешности незначительна. Исходя из близости крупных интрузивных массивов к профилю, уровень третьей составляющей был определен в южной части отрезка I-II, и в районе излома профиля IУ. В остальных частях интервала I-УП 3-я составляющая выделена осредне-

нием. На отрезке УП–УШ она хорошо устанавливается по значениям Δg над выходами гранодиоритов.

В интервале УШ–XI неподалеку от профиля в аналогичных орографических условиях располагаются крупные гранитные батолиты, связь с которыми отрицательной аномалии в южной части Западно-Саянской тектонической зоны весьма вероятна. Поэтому 3-я составляющая проведена здесь по наименьшим значениям силы тяжести. Южнее, в пределах Тувинской зоны, третья составляющая найдена путем осреднения с предварительным исключением Акдовуракской повышенной аномалии, обусловленной наличием в одноименной антиклинали пород с аномально высокой плотностью.

Вторая составляющая на большей части профиля совпадает с 3-й составляющей, поскольку какие-либо особенности в последней, указывающие на их разделение, отсутствуют. Лишь в южной части Западно-Саянской зоны 2-я составляющая, найденная путем расчетов глубин до предполагаемой подгранитной поверхности, проходит выше 3-й составляющей. Практически 2-я составляющая почти на всем протяжении проходит по осредненной Δg над породами с плотностью равной или близкой к плотности диоритового слоя. В одних, редких, случаях это крупные интрузии гранодиоритов и кварцевых диоритов (отрезок УП–УШ профиля), в других – глубоко метаморфизованные гнейсы и кристаллические сланцы джебашской серии, в третьих – палеозойские терригенные и реже вулканогенные образования.

Выделение 2-й составляющей на участке УП–УШ имеет и 2-й вариант. Поскольку здесь осадочные породы имеют несколько пониженную плотность по сравнению с прилежащими районами, а в интрузивных массивах нередко встречаются граниты, то вполне возможно, что 2-я составляющая здесь проходит на несколько миллигал выше.

Первая составляющая определена на основании расчетов глубин по второй составляющей в районе Саяно-Минусинской ступени и по южному крылу Западно-Саянской аномалии. На север от упомянутой ступени она экстраполирована с учетом хода наблюденной кривой.

К востоку от южного конца описанного профиля аномалии, выделяющиеся на общем, плавно изменяющемся фоне, находят объяснения в неоднородности вулканогенно-осадочного слоя и поэтому не пригодны для расчетов каких-либо составляющих, связанных с глу-

бинными границами в земной коре (см. рис. 4). Нет здесь и крупных интрузивов кислых и средних пород. Поэтому чисто условно можно отнести ко 2-й составляющей осредненную кривую Δg увязав её с соответствующей кривой на предыдущем профиле. Плотность выступающих по профилю горных пород близка к плотности диоритов, что делает отнесение осредненной кривой Δg ко 2-й составляющей вполне правомерным. Таким же образом выделена кривая и на Таннуольском профиле (см. рис. 5). Таннуольская отрицательная аномалия (гравитационная терраса) не может быть связана с Тувинским прогибом, поскольку плотность горных пород в нем и за его пределами одинакова, а форма аномалии отлична от морфологии прогиба в вертикальном сечении. Нет оснований связывать таннуольскую аномалию и со скоплением гранитов. Можно предполагать, что она обусловлена погружением кровли горных пород, подстилающих вулканогенно-осадочные толщи, несогласно секущих последние снизу и имеющих более высокую плотность. Поскольку вулканогенно-осадочные образования имеют плотность диоритового слоя, для подстилающих пород может быть принята плотность базальтового слоя. Локальные аномалии, по-видимому, связаны с неоднородностями в вулканогенно-осадочном слое.

На восточном профиле до определения 3-й составляющей был подсчитан и исключен из наблюдаемого аномального поля гравитационный эффект полого залегающих, неметаморфизованных и не прорываемых батолитоподобными интрузивами толщ, среднедевонско-карбоновой в Минусинской впадине и юрской - в Улугхемской впадине (см. рис. I). Необходимые для расчета влияния осадочных толщ данные об их мощности были взяты из работ В.С. Суркова по Минусинской впадине и с геологической карты среднего масштаба - по Кызыльской. На отрезке I-УП за 3-ю составляющую принята кривая, полученная после внесения такого рода поправки. На большей части отрезка УI-IX искомая составляющая находится по значениям над обширными выходами гранитоидов и других интрузивных пород. Природа мелких вариаций поля в интервале УI-УП неясна, поэтому они исключены путем осреднения. Повышенная локальная аномалия южнее Саяно-Минусинского разлома приурочена к трещинному интрузиву ультраосновных пород и потому 3-я составляющая проведена по её основанию. В районе Кандатского разлома эта составляющая получена интерполяцией.

На отрезке IX-XIУ значения 3-й составляющей непосредственно по наблюденной кривой устанавливаются лишь в районе пункта XП и в средней части Куртушибинского антиклинория, где выступают обширные массивы основных и ультраосновных пород. Те локальные аномалии в области Западно-Саянского синклинория, которые не увязываются ни с тектонической структурой стратифицированных толщ, ни с характером распределения плотности в них, предположительно связываются с выступами нижележащих слоев коры и соответственно по ним определяется 3-я составляющая. Мелкие аномалии исключались осреднением. Однако некоторые из них учитывались при определении 3-ей составляющей сообразно с их геологической природой. Например, локальные аномалии осложняют Куртушибинскую аномалию примерно на уровне половины её амплитуды почти симметрично относительно её вершины. Их симметричное расположение в областях подумаксимумов и приуроченность к ним положительных магнитных аномалий позволяет связывать их с трещинными интрузиями, внедрившимися по разломам. Поэтому 3-я составляющая на склонах Куртушибинского максимума проведена ниже этих локальных аномалий. У вершины того же максимума выделяется локальная отрицательная аномалия, приуроченная к выходам ультраосновных пород, и другая - расположенная над толщей нижнекембрийских кварцитов. Первая может быть объяснена сильной выветрелостью интрузивных пород, на что указывает и весьма широкий диапазон изменения их плотности, вторая - пониженной плотностью осадочной толщи. Соответственно, в первом случае 3-я составляющая проведена выше минимума, во втором - ниже.

На отрезке XУ-XУШ профиля аномалии силы тяжести, за исключением аномалий высшего порядка, проявляющих четкую зависимость от неоднородностей в приповерхностной части земной коры, не обнаруживают соответствия наблюдаемым тектоническим структурам и потому связываются с влиянием поверхности гранитного слоя. Наблюденная кривая, исправленная осреднением за влияние мелких неоднородностей, принята здесь за 3-ю составляющую.

На остальной части профиля в связи с широким развитием интрузивных пород выделение 3-ей составляющей производится сравнительно легко. Здесь задача сводилась главным образом к исключению осреднением мелких аномалий, отражающих влияние либо неоднородностей вулканогенно-осадочных толщ, либо трещинных интрузий, либо сильно выветрелых ультраосновных пород, либо участ-

ков разуплотнения пород в зонах разломов. В двух последних случаях 3-я составляющая проводилась выше наблюденной кривой.

При определении 3-й составляющей удавалось исключить гравитационный эффект лишь наиболее четко выделяющихся неоднородностей и утолщений вулканогенно-осадочного слоя. На многих участках гравитационный эффект последнего вошел в 3-ю составляющую и, следовательно, расчеты по ней будут относиться не к собственно гранитному слою, а к условно-гранитному, т.е. нерасчлененным гранитному и вулканогенно-осадочному.

Вторая составляющая определена главным образом путем расчетов глубин по аномалиям 3-й составляющей и вычисления её по величинам этих глубин. Лишь на немногих участках значения её определены по наблюденным значениям Δg над массивами пород среднего и более основного состава.

Сложность в выделении 2-ой составляющей возникла в районе Куртушибинского и Восточно-Таннуольского антиклинориев, Сангиленского массива и севернее последнего. Здесь в зонах крупных максимумов силы тяжести (Куртушибинская, Восточно-Таннуольская, Сангиленская и Чагытайская аномалии) выступают интрузивы основных и ультраосновных пород, по плотности соответствующих скорее базальтовому и даже подкоровому слоям. Древний возраст этих пород делает вполне вероятным их автономность по отношению к базальтовому слою. С таким предположением согласуется особенность аномалий, приуроченных непосредственно к выходам основных и ультраосновных пород. Они как бы наложены на аномалии более низкого порядка, как это отчетливо видно на примере Чагытайской, Восточно-Таннуольской и Сангиленской аномалий. Поэтому в названных аномалиях 2-я составляющая проведена не по их вершинам, а значительно ниже, по "подошве" локальных максимумов, отнесенных за счет влияния основных и ультраосновных пород.

В Куртушибинском максимуме часть аномалии, обусловленная эффектом основных и ультраосновных пород, выделяется нечетко. 2-ю составляющую здесь можно определить, исходя из предположения, что весь максимум обусловлен основными породами, рассматриваемыми как выступ базальтового слоя. В этом случае она совпадает с 3-ей составляющей. По второму варианту, более вероятному, Куртушибинский максимум графическим путем разлагается на две аномалии, одна из которых, более узкая, относится за счет влияния близповерхностных пород высокой плотности, другая - широкая

связывается с поднятием диоритового слоя. Расчет глубин по этой последней аномалии и дает значение 2-ой составляющей, отмеченное на рис. I.

I-я составляющая найдена путем расчетов по аномалиям 2-ой составляющей.

В юго-восточной части Тувы наблюденная кривая, исключая аномалии высших порядков, обусловленные влиянием четвертичных образований, местных зон дробления, участков интенсивного выветривания и т.п. представляет собой 3-ю, а на большей части профиля и 2-ю составляющую (см. рис. 2). По отрицательной аномалии в начале профиля значение 2-й составляющей найдено расчетами. Путем расчетов в двух точках найдены значения I-й составляющей. На этом небольшом профиле разложение наблюденной кривой на составляющие произведено более надежно, чем на любом другом из вышеописанных.

Расчеты глубин производились методом касательных /35/ и в некоторых случаях по формуле для цилиндрического тела. Построение профилей выполнено с помощью палетки Г.А. Гамбурцева. Плановая схема (рис. 6) основана на немногих пересечениях и потому для большей части территории являются лишь грубым эскизом строения земной коры.

Ошибки определения составляющих и расчетов глубин и мощностей слоев земной коры подробно рассмотрены ранее /32/. Здесь назовем лишь ошибки, которые обусловлены спецификой профильной съемки, и не обсуждавшиеся в указанной работе.

Характер аномалий в плане не всегда был известен и потому расчеты велись по формулам и палеткам для двухмерных тел. Это в некоторых случаях могло иметь следствием ошибки в расчетах глубин и значений 2-ой составляющей Δg в сторону их занижения. Выполненные Ю.Г. Бороздиным по ряду аномалий расчеты для случая вертикального цилиндра показывают, что расхождения незначительны и находятся в пределах I0-I5%[x].

Косая к простиранию аномалий ориентировка профилей, напротив, действовала в сторону завышения расчетных глубин и значений 2-ой составляющей. В случае отклонения профиля от ортого-

x) Столь малая величина расхождения между значениями глубин для двухмерных и цилиндрических тел объясняется тем, что отношения ширины (диаметра) тел к их высоте в общих случаях достаточно велики.

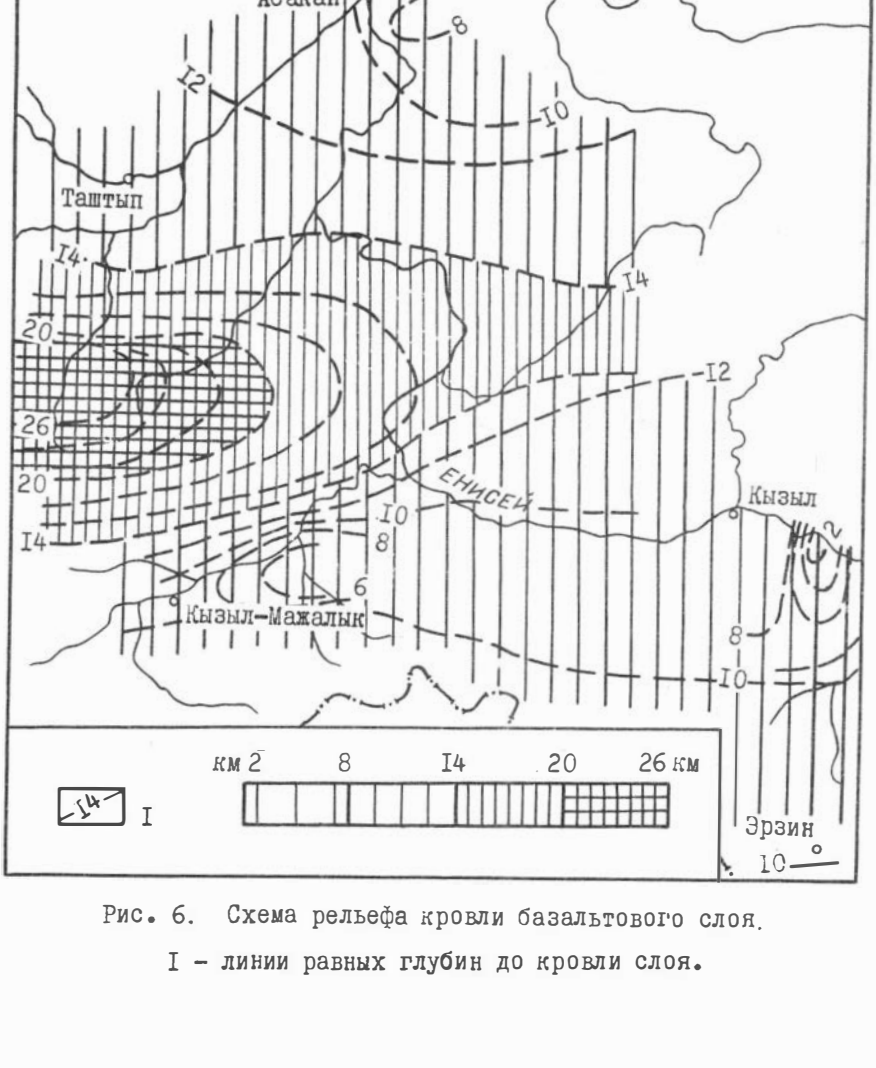


Рис. 6. Схема рельефа кровли базальтового слоя.

I – линии равных глубин до кровли слоя.

нального к оси аномалии до 45^0 эта ошибка при отношениях h (глубина до бровки уступа) к H (глубина до подошвы уступа), меньших 0,5 не превышает 18%. В большинстве случаев отношение $\frac{h}{H}$ намного меньше 0,5 и соответственно ошибка уменьшается в несколько раз.

Погрешность в расчетах глубин возникает также из-за того, что часто поведение 2-ой составляющей неизвестно даже приближенно и за нормальный для обрабатываемой аномалии фон принимается уровень, параллельный нормальному полю (нулевому уровню наблюденной кривой). Эта погрешность приводит к завышению значений глубин и найденных по ним величин 2-ой составляющей, если расчет производится по величине H, и к занижению их в случае расчетов по h. В первом случае ошибка может достигать 30-35%, в последнем - 15-20%. Как правило, уже предварительные данные о 2-й составляющей позволяют если не избежать этой ошибки, то, по крайней мере, уменьшить её в несколько раз. Практически этой ошибкой можно пренебречь.

В общем суммарная ошибка определения составляющих по данному профилю находится в пределах, установленных для типичных случаев /32/.

Глубина до поверхности подкорового слоя определена по гравитационной ступени I-ой составляющей в районе Саяно- Минусинского разлома. На восточном пересечении она оказалась равной 36 км у бровки уступа и 41 - у его подошвы. Учитывая возможность погрешностей расчета глубин из-за неточного выделения I-ой составляющей и принимая во внимание, что минимальные величины глубин, полученные Г.М. Цыбульчиком /41/ по сейсмическим данным для области Минусинской впадины около 38 км, мы сочли возможным указанные выше значения глубин до подкорового слоя увеличить до 38 и 43 км соответственно приняв их за опорные для расчета глубин по всем профилям.

6. Строение земной коры

Интерпретация геофизических данных на многих участках изученных профилей в западной части Западного Саяна и Тувы проведена с недостаточной точностью, что обусловлено малым числом интрузий для разложения наблюденной кривой Δg и значительной

дисперсией плотностей горных пород, слагающих слои земной коры. Это и предопределило схематизм расчетных разрезов. На многих участках профиля гранитный и диоритовый слои не отделены от вулканогенно-осадочного, а последний часто выделен неполностью: приближенно оконтурена в вертикальном разрезе лишь его часть, заметно отличающаяся по плотности от контактирующего с ним диоритового слоя и вызывающая локальные аномалии. Какую долю от общей мощности вулканогенно-осадочного слоя составляет его зафиксированная часть, часто остается неясным. Тем не менее, по соотношению её с тектонической структурой стратифицированных толщ и участками выхода или близкого к земной поверхности положения диоритового слоя можно полагать, что мощность её занижена по сравнению с полной мощностью вулканогенно-осадочного слоя вряд ли более, чем в полтора-два раза. В юго-западной части Тувы полную мощность вулканогенно-осадочного слоя не удается установить даже приближенно.

Вулканогенно-осадочный и диоритовый слои на значительных отрезках профилей также не расчленены, но поскольку обычно диоритовый слой во много раз мощнее вулканогенно-осадочного, мы сочли рациональным выделить его особо, не растворяя его целиком в рамках условно-диоритового слоя.

Несмотря на отмеченный выше схематизм построений, выявленные черты глубинного строения региона вдоль отработанных профилей можно считать достаточно достоверными. Земная кора Западного Саяна и Тувы по типу строения близка к коре таких районов как Кузнецко-Алатауский и Восточно-Саянский, где древние дореднепалеозойские структуры глубоко эродированы и на поверхность часто выведены глубоко метаморфизованные породы. Мощность вулканогенно-осадочного слоя невелика. Слабо развит гранитный слой. Он маломощен и прерывист. Даже в наиболее мощных раздувах толщина его измеряется всего 4–5 км[x]. Например, на западном профиле он выделен лишь в южной части Западно-Саянской зоны, где он образует уплощенное тело, мощностью в 1,5–2 км в средней части и 4–5 км по краям.

Вулканогенно-осадочный слой развит широко, однако, мощность его определена с доступной методу точностью лишь на не-

x) Приведенные величины мощностей слоев по указанным выше причинам могут рассматриваться лишь как приближенные, но дающие верное представление об относительном изменении мощностей.

многих участках. Мощность зафиксированной его части изменяется от I,5 до 3,5 км, редко достигая 4–5 км. Исходя из соотношения геологической обстановки с аномальным гравитационным полем, можно допустить, что полная мощность вулканогенно-осадочного слоя здесь, как правило, не превосходит 3–4 км.

Диоритовый слой по характеру распределения различается в западной и восточной частях региона. На западе он изменяется по мощности от 7 до 27 км, уменьшаясь местами до 4 км. При этом низкие значения мощности характеризуют условно-диоритовый слой и не исключено, что минимальная мощность собственно диоритового слоя измеряется местами первыми километрами, а подчас слой и вовсе выклинивается. Диоритовый слой испытывает утолщение в Западном Саяне и значительно меньше – в хребте Танну-Ола. Он сильно утоняется в пределах Минусинской и Тувинской впадин, а также в пределах Хемчикско-Систигхемского прогиба.

В восточной части региона диоритовый слой, как и вышележащие, характеризуются сравнительно небольшой мощностью, от 5 до I6 км. Максимальные мощности приходятся на Западный Саян, средние – на южную часть региона, минимальные – на Минусинскую впадину и юго-восточную часть Тувы. В юго-восточной части Тувы, где слой выходит на поверхность, мощность его изменяется от I–2 до 9–I0 км. Региональные изменения мощности диоритового слоя обусловлены рельефом его подошвы, локальные – неровностями кровли. Как и у гранитного слоя, у диоритового часто наблюдается ступенчатое изменение мощности, приуроченное обычно к разломам. Диоритовый слой здесь характеризуется повышенной основностью. Это обусловлено тем, что на участках предполагаемых выступов диоритового слоя широко развиты, кроме пород среднего состава, древние толщи, обогащенные породами сравнительно высокой плотности и часто интрудированные ультрабазитами. С предположением о повышенной плотности диоритового слоя увязывается наличие больших градиентов силы тяжести в аномалиях, приуроченных к выступам диоритового слоя и невозможность подбора по некоторым аномалиям расчетной кривой, отвечающей наблюденной при использовании нормальных значений избыточной плотности диоритового слоя по отношению к гранитному.

Породы высокой плотности, обычно гипербазиты, приуроченные к выступам диоритового слоя, имеют небольшое распространение на глубину. Так, расчеты Куртушибинской аномалии, выполненные по

номограмме для определения нижней кромки вертикального кругового цилиндра, выходящего на поверхность /20/, даже при избыточной плотности в 0,18 г/см^3 дают глубины, не превышающие 3 км. В действительности же величина избыточной плотности, видимо, не менее 0,30 г/см^3 и соответственно глубина до нижней кромки цилиндра 1,5–2,0 км. Такого же порядка мощность тел повышенной плотности отмечается и в других выступах диоритового слоя. Форма их различна, но всегда с малой величиной отношения мощности к их горизонтальным размерам.

Мощность базальтового слоя может быть охарактеризована лишь в общих чертах, поскольку глубина залегания его подошвы вычислена приближенно всего в двух точках. По Западному Танну-Ола и прилежащим районам представление о мощности базальтового слоя получено лишь путем экстраполяции поверхности подкоркового слоя от опорного профиля с учетом характера региональной составляющей поля силы тяжести.

Мощность базальтового слоя на западе региона изменяется от 20 км в пределах Западного Саяна до 40 км и, возможно, несколько более – в Туве. В Минусинской впадине мощность его около 30 км. В общем, в Западном Саяне наблюдается утонение базальтового слоя, к северу и югу от которого располагаются два крупных утолщения.

В восточной части региона мощность базальтового слоя распределена неравномерно и на некоторых участках резко увеличивается от 27 км на севере до 40 км на юге. Резкие изменения мощности слоя обусловлены, в основном, ступенчатым погружением его подошвы.

Характерной чертой земной коры описываемой территории является малая, как правило, мощность надбазальтовой части земной коры, или неглубокое залегание кровли базальтового слоя (см. рис. 6).

Отношение мощностей надбазальтовой части коры и базальтового слоя характеризуется числами 0,61–0,25, при глубине до кровли последнего 8–16 км, а на отдельных частках даже 2–4 км. Исключение составляет западная половина Западного Саяна, где базальтовый слой погружается на глубину до 26–28 км. Минимальные глубины до упомянутого слоя приходятся на Тувинскую тектоническую зону.

Общая мощность земной коры увеличивается в южном направлении от 38–40 км в Минусе до 49–50 км в Сангилене (см. рис. I). При этом наиболее значительное изменение её приходится на северный склон Западного Саяна. Возможно, она испытывает местные утолщения и утонения, которые выявить без сейсмических исследований не представляется возможным.

Таким образом, для земной коры Западного Саяна и Тувы характерны: I) слабое развитие гранитного слоя и, как следствие этого, частое налегание вулканогенно-осадочного слоя непосредственно на диоритовый, 2) сравнительно небольшая мощность диоритового слоя и значительная неравномерность его распределения, 3) существенное превышение мощности базальтового слоя над мощностью надбазальтовой части территории и 4) закономерное утолщение земной коры в южном направлении. По особенностям строения и, в частности, по соотношению мощностей слоев, земная кора описываемой территории обычна для Кузнецко-Саянского сектора Алтае-Саянской области. Отличием является лишь мощное развитие диоритового слоя в Западном Саяне.

7. Соотношение глубинной структуры земной коры с приповерхностной

Соотношения глубинного строения земной коры с приповерхностной тектоникой и новейшими структурами на изученных профилях характеризуются неоднотипностью проявления структур одних и тех же порядков и типов в строении различных слоев земной коры.

Мощность вулканогенно-осадочного слоя в той схематической рисовке, в какой она представлена на разрезах, изменяется независимо от геосинклинальных складчатых структур, но обнаруживает явную тенденцию к уменьшению в зонах таких разломов, как Саяно-Тувинский, Саяно-минусинский, Борусский, Кандатский, Агардагский. Частое выклинивание слоя наблюдается в пределах Ататахской синклинали, располагающейся в области нижней ветви Саяно-Минусинского гравитационного уступа, Восточно-Тувинского поднятия, Куртушибинского антиклинория.

Гранитный слой в пределах Минусинской тектонической зоны развит довольно широко, но маломощен (2–3 км) и слабо дифференцирован по мощности. В Западно-Саянской зоне он распределен не-

равномерно, прерывисто. В Джебашском антиклинории мощность его редко превосходит 1,5 км, а местами слой совершенно выклинивается. В восточной части Куртушибинского антиклинория он отсутствует. Массы гранитного слоя концентрируются в южной части Западно-Саянской зоны, включающей на востоке Усинскую впадину, на западе - Чулаксинский грабен, Манчурекскую синклиналь и южнее расположенную антиклиналь, рассматриваемую многими авторами /12, 17 и др./, как юго-западное продолжение Куртушибинского антиклинория. Утолщения слоя приходятся на краевые части района его распространения, приуроченные к разломам.

В пределах Тувинской тектонической зоны гранитный слой развит весьма неравномерно. На большей части территории зоны мощность его находится в интервале от 0 до 1,5 км. Лишь на отдельных, обычно небольших участках наблюдаются утолщения слоя до 3-5 км. Такие утолщения имеют нередко резкие ограничения по разломам. Характерно, что локальные раздувы гранитного слоя обычно приурочены либо к краевым частям наложенных впадин, либо к участкам концентрации разломов и относительно сильной дислоцированности пород в пределах этих же впадин.

Диоритовый слой образует крупное линзовидное утолщение мощностью до 16-27 км в пределах Западно-Саянской зоны, причем северная его граница довольно точно совпадает с зоной Кандатского разлома, а южная - с Саяно-Минусинским разломом. В Минусинской зоне мощность его уменьшается до 5-13 км, а в Тувинской до 8-4 км. Таким образом, основные тектонические зоны находят четкое отражение в распределении мощностей диоритового слоя. Менее отчетливо, хотя также достаточно ясно проявляются в характере изменения мощности слоя структурные элементы более высоких порядков. Так, максимальной толщиной слоя и наиболее широким развитием его выходов на земной поверхности отмечается Атататхская синклиналь. Постепенным увеличением мощности диоритового слоя с севера на юг характеризуется Джебашский горст. Группа структур, включающая Чулаксинский грабен, Манчурекскую синклиналь и западную часть Куртушибинского антиклинория, отмечается закономерным утонением диоритового слоя в том же направлении, причем минимальная мощность приходится на антиклинорий. В западной части Хемчикско-Систигхемского прогиба резко пониженной мощностью диоритового слоя выделяется осевая часть Акдовуракского антикли - нория и Усть-Шемская антиклиналь. Тувинский прогиб в пределах

хр. Западный Танну-Ола и Чиргакская антиклиналь Хемчикско- Систигхемского каледонского прогиба отмечаются резким утолщением диоритового слоя по сравнению с северной частью последнего.

В восточной части Хемчикско-Систигхемского прогиба и Турано-Уюкской впадине диоритовый слой по мощности таков же, как и в антиклинориях Западно-Саянской зоны. В Кызыльской впадине, Чагытайском выступе и Сангиленском массиве намечается его утонение, а в пределах Балгазинской впадины и Восточно-Таннуольского антиклинория - утолщение.

Очень характерно для диоритового слоя приближение его к земной поверхности и, как правило, некоторое увеличение мощности в зонах крупных разломов.

Базальтовый слой, мощности которого распределены в общих чертах негативно по отношению к мощности диоритового слоя, характеризуется наименьшей мощностью в Западно-Саянской зоне, большей - в Минусинской и максимальной - в Тувинской зонах. Структуры 2-го порядка, может быть вследствие большого схематизма в определении подошвы слоя, как правило, не находят отражения в его мощности. Исключение составляет восточная часть Джебашского антиклинория, Чагытайский выступ, Сангиленский массив, Ак-Довуракская антиклиналь с очень слабым локальным утолщением базальтового слоя в них и, возможно, Тувинский раннегерцинский прогиб (вместе с Чиргакской антиклиналью Хемчик-Систигхемского каледонского прогиба), для которого можно предполагать локальное утонение слоя.

В рельефе кровли базальтового слоя отчетливо выделяется три участка, соответствующие 1) Минусинской зоне, 2) Западно - Саянской зоне и восточному окончанию Хемчикско-Систигхемского прогиба, 3) Тувинской зоне и Сангиленскому массиву. Западно-Саянский участок представляет собой желоб в кровле слоя, углубляющийся в западном направлении.

Суммарная мощность земной коры, определенная без учета её возможных локальных изменений, не проявляет видимой взаимосвязи с геосинклинальными структурами региона.

Как следует из приведенного сопоставления, наиболее чувствительным к тектоническим особенностям региона является диоритовый слой, который здесь практически вытеснив гранитный слой, как бы наследует все его функции по отношению к тектоническим структурам.

Выявленные соотношения тектонических структур с глубинным строением свидетельствуют об утолщении диоритового и утонении базальтового слоев в более молодых каледонских структурах Западно-Саянской зоны по сравнению с их мощностью в эвгеосинклинальных салаиридах Минусинской и Тувинской зон (рис. 7 и 8). Учитывая мощное послесреднекембрийское осадконакопление в Западно-Саянской зоне при относительно слабом в Тувинской и весьма скромном в Минусинской зоне, можно говорить о прямом соотношении между мощностью диоритового слоя и мощностью вулканогенно-осадочных образований и об обратном - между последней и толщиной базальтового слоя. В действительности эти отношения значительно сложнее, так как мощность диоритового слоя оказывается значительно меньшей в Тувинской зоне, чем в Минусинской, несмотря на наличие мощной ордовикско-силурийской толщи в первой и почти полное отсутствие отложений каледонского комплекса во второй из названных зон. Различие в мощности диоритового слоя в этих зонах может быть объяснено при предположении глубокой эродированности доверхнекембрийских толщ в Тувинской зоне.

Характер локальных изменений мощности диоритового слоя вполне согласуется с положением участков в нижнепалеозойском Западно-Саянском прогибе. Так, максимальные мощности приурочены к осевой части Западно-Саянского синклинория (Атататхская синклиналь), значительно меньшие - к крыльям прогиба и минимальные - к соседним областям поднятий. Отчетливая приуроченность утолщения диоритового слоя к прогибу времени геосинклинального развития может быть иллюстрирована также на примере Тувинского прогиба в хр. Танну-Ола. Эта приуроченность проступает особенно ярко, если красноцветные толщи в пределах Чиргакской антиклинали отнести к девонским, от которых они практически ничем не отличаются.

Исключение как будто составляет Джебашский горст, в пределах которого палеозойские образования отсутствуют, но в мощности диоритового слоя он проявлен также, как и в южное крыло Западно-Саянского синклинория, сложенное многокилометровой толщей нижнепалеозойских отложений. Исключение аннулируется, если, в согласии с рядом геологов, принять возраст джебашской серии верхнерифейско-палеозойским или если допустить, что породы её имеют локальное распространение, замещаясь породами иного состава к северу и югу от горста.

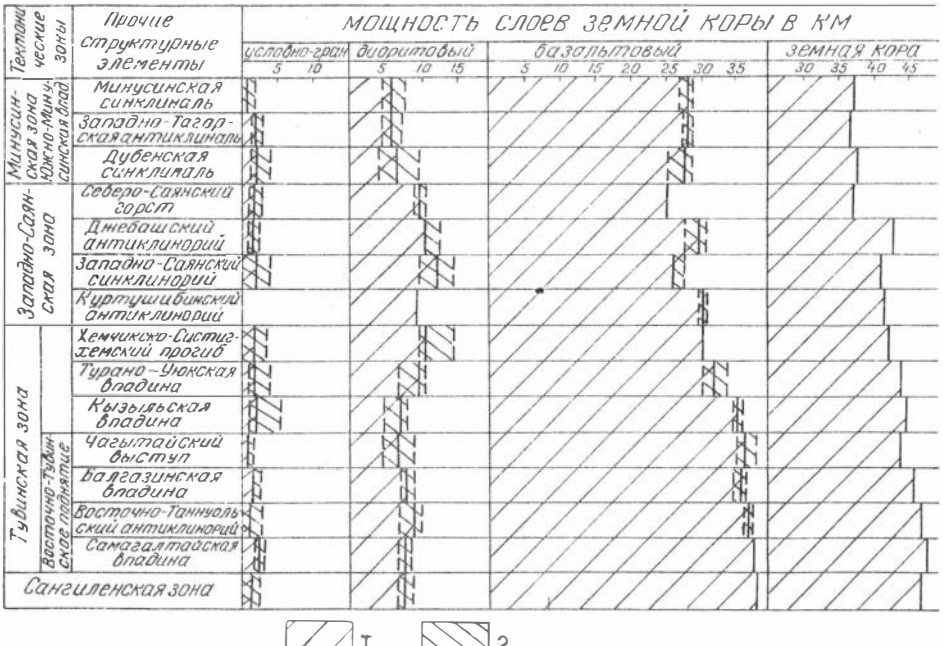
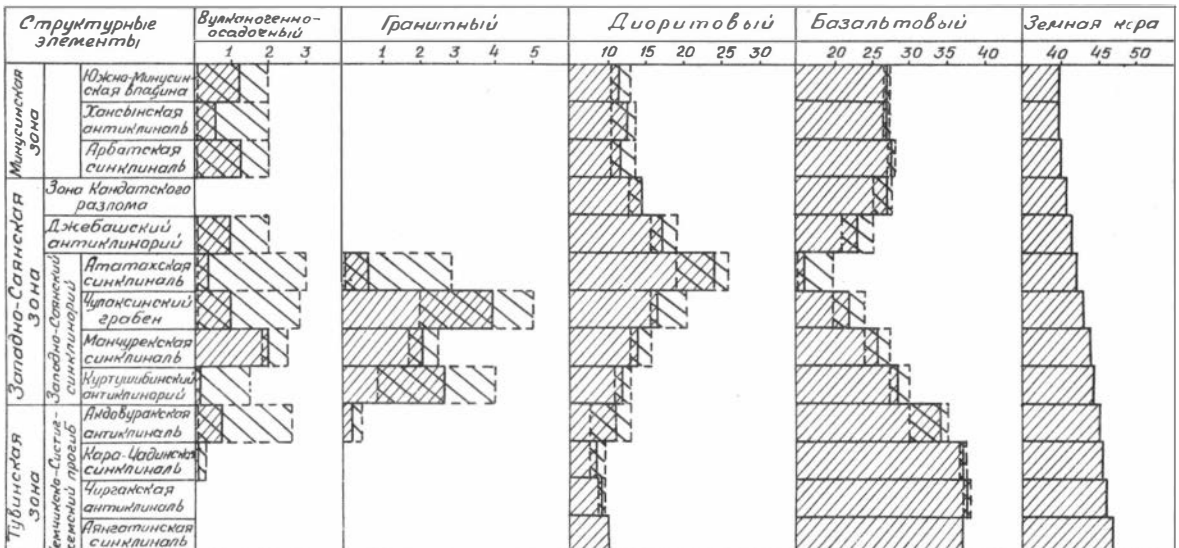


Рис.7. Диаграмма распределения мощности слоев земной коры по структурным элементам в восточной части Западного Саяна и Тувы.

1–средние значения мощности; 2–интервал изменения мощности.



1–Средние значения мощности,км. 2–Интервал изменения мощности,км.

Рис. 8. Диаграмма распределения мощности слоёв земной коры по структурным элементам в западной в западной части Западного Саяна и Тувы

Гранитный слой в западной части южного крыла Западно-Саянского каледонского прогиба не имеет закономерной приуроченности к каким-либо определенным складчатым структурам. Образование его здесь, видимо, связано со спецификой палеозойских отложений, нашедшей отражение в пониженной их плотности. Судя по данным Л.П. Зоненшайна /12/, эта специфика заключается в резком преобладании песчаников в разрезе. Пониженная плотность их по сравнению с породами прилежащих районов, вероятно, указывает на высокую отдифференцированность обломочного материала и на концентрацию в южном крыле Западно-Саянского прогиба песчаников с преобладанием кварца и полевых шпатов.

В восточной части региона наблюдается закономерное увеличение мощности гранитного слоя в геосинклинальных прогибах (синклинориях и впадинах) и утонение их в поднятиях (антиклинориях, выступах, массивах).

Вулканогенно-осадочный слой как будто наиболее хорошо сохранился на крыльях Западно-Саянского каледонского прогиба и в пределах Минусинской и Тувинской зон. Он редуцирован в осевой части названного прогиба, во многих антиклинальных поднятиях и повсеместно в зонах крупных разломов, т.е. на участках наибольшей тектонической активности.

Соотношения глубинного строения с новейшей структурой отличаются большой сложностью и не всегда понятны без учета общих особенностей рельефа Алтае-Саянской области. Так, и общее понижение гравитационного поля и утолщение земной коры с севера на юг не находят объяснения в земном рельефе лишь западной части Кузнецко-Саянского сектора названной области (см. рис. 3). Но и то и другое находится в полном соответствии с положением Алтае-Саянского мегаподнятия на северном склоне геоподнятия Центральной и Восточной Азии /31/.

Западно-Саянскому поднятию в общем соответствует утолщение диоритового слоя. Однако, это утолщение сдвинуто в область северного крыла поднятия. В южном же крыле диоритовый слой утонен и его мощность закономерно убывает по направлению к Тувинской впадине. Эта особенность в соотношениях между диоритовым слоем и характером новейшей структуры обусловлена тем, что южное крыло Западно-Саянского поднятия в какой-то мере уравновешивается блоком гранитного слоя. Именно к этому блоку приурочен высоко-

горный рельеф и локальная отрицательная аномалия силы тяжести. Локальным утолщением диоритового слоя отмечается Таннуольское неоген-четвертичное поднятие.

Впадины новейшей структуры характеризуются утонением диоритового слоя и относительным утолщением базальтового, что можно видеть на примере Минусинской и Чиргакской впадин[x].

Не исключено, что Западно-Саянское и Таннуольское поднятия, Минусинская и Чиргакская впадины характеризуются локальными изменениями общей мощности земной коры, но, как уже отмечалось выше, такие изменения не фиксируются без дополнительных, в частности, сейсмических данных.

Таким образом, соотношения неотектоники с глубинным строением не могут быть охарактеризованы простыми зависимостями. Они отличаются многопорядковостью и многосвязностью. Первое означает, что структуры разных порядков в общем находят отражение в разных особенностях земной коры, второе - один и тот же структурный элемент может коррелироваться с особенностями распределения масс в нескольких слоях.

Резкие, нередко ступенчатые изменения мощности слоев земной коры, как правило, приурочены к разрывным нарушениям. При этом по одним из разломов смещается лишь кровля диоритового слоя (большинство разломов, ограничивающих палеозойские грабены), по другим - кровля базальтового слоя (Борусский разлом, восточная часть Саяно-Минусинского разлома и др.), по третьим - даже подошва коры (восточная часть Кандатского разлома). Часты случаи, когда существенного изменения в строении земной коры по разломам не наблюдается (Саяно-Тувинский и Агардагский глубинные разломы, западная часть Кандатского разлома и др.). Для некоторых разломов, относимых большинством геологов к числу глубинных, удается наметить тип нарушений. Так, восточная часть Саяно-Минусинского разлома представляется взбросом с амплитудой смещения по нему 1,5-2 км и падением сместителя[xx] на север

---

x) Чиргакская впадина находится между хребтами Западный Саян и Западный Танну-Ола.

xx) Термин "сместитель" здесь применяется условно, поскольку в действительности речь идет о целой "зоне смещения", мощность которой иногда измеряется километрами.

под углом около 75°. Разлом сечет гранитный и диоритовый слои и, вероятно, затухает в базальтовом слое. К Кандатскому разлому приурочено погружение подкорового слоя в южном крыле на 5 км. В поверхностях, ограничивающих вышележащие слои, этот разлом не находит отражения. Борусский разлом западнее р. Енисей фиксируется как взброс, уходящий в базальтовый слой и обуславливающий смещение около 5 км. Падение его сместителя северное под углом примерно 75°. Разлом, ограничивающий Тувинский прогиб с севера, является сбросом с наклоном сместителя в сторону впадины под углом в 55°. Амплитуда вертикального смещения по нему оценивается в 5-6 км.

Найденные соотношения между глубинной структурой земной коры, с одной стороны, геосинклинальными и новейшими структурными элементами - с другой, подтверждают ранее выявленные зависимости /27, 30 и др./. Специфика их проявления здесь определяется отсутствием на большей части профиля гранитного слоя и часто более четким отражением в строении коры глыбовой компоненты по сравнению со складчатой.

В заключение остановимся на некоторых особенностях аномального гравитационного поля и полученной картине глубинного строения, которые могут оказаться полезными как с точки зрения методики использования геофизических данных для решения геологических задач, так и для уточнения представлений о геологическом строении региона.

В последнее время довольно часто высказывается мнение, что поскольку между полем силы тяжести и основными чертами глубинного строения наблюдается хорошее соответствие, то при использовании гравиметрических и иных геофизических данных, например, для изучения закономерностей распределения рудных полезных ископаемых, нет нужды в расшифровке глубинного строения земной коры. Тем более, что такая расшифровка вносит элементы субъективизма. Иными словами, предлагается искать зависимости непосредственно между интенсивностью аномалий и, например, химизмом рудных месторождений.

На примере работ в средней части Алтае-Саянской области нетрудно видеть, что внутреннее строение земной коры нельзя вывести непосредственно из наблюдаемой кривой Δg. Так, максимальное утолщение диоритового слоя и глубокий прогиб в кровле

базальтового слоя располагаются в области гравитационной ступени (см. рис. 3). На участке минимальных значений силы тяжести напротив, наблюдается утонение диоритового слоя и высокое положение кровли базальтового слоя. Минусинская впадина и Тувинский прогиб характеризуются сходным глубинным строением, несмотря на то, что первый располагается в области максимума, а второй – минимума силы тяжести.

В наблюденной кривой Δg находит хорошее отражение лишь общая мощность земной коры. Но, как показал предварительный анализ /30/, размещение рудных месторождений находится в отчетливой зависимости не с общей мощностью земной коры, а с распределением мощностей гранитного и диоритового слоев и глубиной залегания базальтового слоя. Таким образом, пропуск этапа расшифровки глубинной структуры земной коры при решении геологических задач с помощью геофизических методов был бы грубой ошибкой.

Не находят прямого выражения в наблюденной кривой Δg и крупные структурные элементы, отчетливо отражающиеся в глубинном строении земной коры. В частности, Западно-Саянская зона располагается асимметрично по отношению к элементам аномального поля, но находится в полном соответствии с прогибом в кровле базальтового слоя. По особенностям глубинного строения за границы Западно-Саянской зоны следует принимать зону Кандатского разлома и Саяно-Тувинский разлом, что и делается большинством геологов. Если же исходить из аномальной кривой, то, как отмечалось выше, северная граница зоны представляется нечеткой и возникает необходимость выделения широкой шовной зоны охватывающей зону Кандатского разлома, Джебашский горст и даже часть Ататахской синклинали, зоны, сходной с Успенской зоной смятия в Центральном Казахстане /26/ или Иртышской – на Алтае /13, 34/. Сейчас трудно отдать предпочтение какому-либо из этих двух вариантов северной границы Западно-Саянской зоны.

Как результаты изучения глубинной структуры коры, так и характер аномальных кривых Δg и ΔZ подчеркивают асимметричность строения Западно-Саянской зоны. Эта асимметричность проявляется, в частности, в более кислом составе верхних горизонтов коры в южном крыле Западно-Саянского синклинория.

При сопоставлении профилей западного и восточного пересечений устанавливается повторяемость всех основных особенностей аномального гравитационного поля, глубинного строения и главных

элементов приповерхностной тектоники на обоих профилях (см.рис. I и 3). Но при этом на первом из профилей Куртушибинский антиклинорий, сложенный здесь лишь послесалаирскими отложениями, оказывается сдвинутым на север относительно соответствующих аномалий и особенностей в глубинной структуре - на втором профиле. Все глубинные и аномальные характеристики, присущие этому антиклинорию на восточном профиле, здесь относятся в Ак-Довуракской антиклинали, в ядре которой, как и в ядре восточной части Куртушибинского антиклинория, выступают доверхнекембрийские образования, интрудированные ультраосновными интрузиями. Из этого следует, что по геофизическим данным в роли западного продолжения Куртушибинского антиклинория выступает Ак-Довуракская антиклиналь, а не антиклиналь, располагающаяся южнее Манчурекской синклинали.

Своеобразно проявление Тувинского прогиба в аномальном гравитационном поле и полученной картине глубинного строения. Этот прогиб, сложенный очень слабо метаморфизованными породами, представляет собой широкую открытую синклиналь со средним наклоном северо-западного крыла не менее 20^{0}. Однако, ему соответствует аномалия, типичная для крыла "плоскодонного" грабена, поверхность фундамента которого должна быть секущей по отношению к слоистости вышележащей толщи. На южном же крыле прогиба, намечается понижение силы тяжести, что ещё более подчеркивает невозможность отнесения расчетной поверхности к подошве толщи, выполняющей прогиб. Можно полагать, таким образом, что вторичные по отношению к слоистости и тектоническим формам поверхности в земной коре могут находиться на сравнительно небольших глубинах, даже тогда, когда на земной поверхности выступают слабо метаморфизованные горные породы.

З А К Л Ю Ч Е Н И Е

Геолого-геофизические работы по ряду профилей в Кузнецко - Саянском секторе Алтае-Саянской области дали первые сравнительно детальные сведения о глубинном строении западной и восточной частей Западного Саяна и Тувы. Вследствие разнообразия горных пород по профилям и частого соприкосновения друг с другом вулканогенно-осадочного и диоритового слоя, слабой дифференцированности аномального гравитационного поля в некоторых участках и

наличия очень малого количества геологических реперов для разделения аномального поля на его составляющие район исследования оказался неблагоприятным для изучения глубинного строения. Во многих случаях остались нерасчлененными вулканогенно-осадочный и диоритовый слои, что обусловило дополнительно погрешности в определении мощности диоритового слоя. Лишь по двум точкам на востоке и притом, видимо, очень схематично выделена первая составляющая. Это исключило возможность автономных определений мощности земной коры в западной части региона и понизило точность расчетов мощности как коры в целом, так и базальтового и диоритового слоев[x]. В области Тувинского прогиба удалось выявить лишь фрагменты глубинного строения.

Несмотря на указанные помехи, основные черты глубинного строения западных и восточных районов Западного Саяна и Тувы выявляются достаточно отчетливо. Устанавливается обычный для Кузнецко-Саянского сектора Алтае-Саянской области разрез земной коры с мощным базальтовым слоем (30-40 км) и маломощной надбазальтовой частью земной коры (4-14 км), с прерывистым распространением гранитного слоя, и, по-видимому, маломощным, как правило, вулканогенно-осадочным слоем. Лишь в пределах Западно-Саянской тектонической зоны мощность надбазальтовой части коры достигает 27 км, а базальтового слоя - уменьшается до 20 км, что сближает эту зону по строению коры с Горным Алтаем. Спецификой района является также очень слабое развитие гранитного слоя.

Общая мощность земной коры, определенная по отношению к её значению в районе г. Абакан нарастает с севера на юг от 38 км до 48 км. Возможные локальные утолщения коры не фиксируются вследствие недостаточности данных.

Мощность слоев надбазальтовой части земной коры изменяется часто ступенчато. В пределах блоков наблюдается плавное изменение толщины слоев, что особенно наглядно можно видеть на примере диоритового слоя. Участки ступенчатого утолщения или утонения слоев приурочены к разрывным нарушениям, разделяющим тектонические элементы глубового характера.

---

x) Поиски возможных допустимых пределов изменений I-й составляющей между точками, в которых значения её вычислены по аномалиям 2-ой составляющей, приводят к заключению, что при принятом варианте I-ой составляющей, относительная мощность диоритового слоя в Западном Саяне может быть завышена, а базальтового - занижена не более, чем на I-2 км.

Геосинклинальные структуры (зоны, складки I-го порядка, глубовые структуры) и неоген-четвертичные структурные элементы находят отражение в строении земной коры, более полное и четкое, чем в особенностях наблюденной кривой аномального поля силы тяжести. Характер проявления структур в мощностях слоев земной коры подчинен ранее установленным закономерностям, основной из которых является приуроченность повышенных мощностей гранитного и диоритового слоев к структурным элементам, возникшим на месте геосинклинальных прогибов, а пониженных - к элементам на участках геосинклинальных поднятий. Так, утолщением диоритового слоя отмечаются Западно-Саянская зона каледонид и значительно меньшим - герцинский Тувинский прогиб, утонением - Минусинская и Тувинская зоны. Структурные элементы 2-го порядка (Ататахская синклиналь, Чулаксинско-Куртушибинская глыба и др.) выделяются локальными, часто ступенчатыми изменениями мощности диоритового слоя.

Земная кора данной территории характеризуется неоднотипностью строения в различных районах. Так, например, в пределах Западно-Саянского синклинория исключительно слабо развит гранитный слой, а диоритовый, напротив, сильно утолщен. Отчетливо проявлена сложность взаимосвязей между тектоническими формами и распределением мощностей земной коры и её слоев. В одних случаях структурные элементы определенного порядка связаны с особенностями того же порядка в одном слое коры, в других - с неравномерностью распределения масс в нескольких слоях.

Разрывные нарушения фиксируются резкими изменениями мощности слоев, особенно вследствие изменения глубин залегания кровли диоритового слоя. При этом непосредственно у разломов обычно наблюдаются локальные поднятия и утолщения гранитного и диоритового слоев. Большинство разрывных нарушений не прослеживается глубже диоритового слоя и характер их не ясен. Исключение составляют лишь восточная часть Кандатского разлома, Борусский разлом и разлом, ограничивающий Тувинский прогиб с севера. Наиболее крупные глубинные разломы представляются взбросами с амплитудой смещения в 4-5 км и северным падением сместителя под углом около 75^{0}. Намечается также наличие здесь пологих сбросов с амплитудой вертикального смещения до 5-6 км. По характеру проявления в глубинном строении земной коры наиболее значительным представляется Борусский разлом. Кандатский и Саяно-Тувинский

разломы по четкости выражения в особенностях коры значительно уступают Борусскому. Первый из них проявляется в глубинной структуре коры лишь восточнее слияния его с Борусским разломом.

Выполненные геолого-геофизические работы в новом свете ставят проблемы границы Западно-Саянской тектонической зоны с Минусинской. По особенностям строения земной коры за такую границу может быть принят Кандатский глубинный разлом. Но не менее вероятен и другой вариант, по которому Минусинская и Западно - Саянская зоны разделены широкой шовной зоной типа Иртышской или Успенской зон смятия, включающей зону Кандатского разлома, Джебашский горст и северную часть Ататахской синклинали. Этот вариант лучше соответствует характеру гравитационного поля. Не противоречит он и наблюдаемой картине глубинного строения земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анатольева А.И. Сравнительная характеристика девонских отложений Саяно-Алтайской складчатой области. "Наука", М.,1964.

2. Балицкий Д.К. К вопросу о стратиграфии Шемушдагского терригенного комплекса Западной Тувы.- Тр. СНИИГГиМС, вып. 60, Красноярское книжное издательство, 1968.

3. Белостоцкий И.И., Зоненшайн Л.П., Красильников Б.Н. и др. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области.- Бюлл. МОИП, отд. геол., 34, вып. 6, 1959.

4. Беляевский Н.А., Борисов А.А., Вольвовский И.С. Глубинное строение территории СССР. Сов. геол., 1967, № 11.

5. Борисов А.А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. "Недра", М., 1967.

6. Владимирская Е.В., Кривободрова А.В. Силур южного склона хребта Танну-Ола.- Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 120, Л., 1967.

7. Владимирский Г.М., Волков В.В., Журавлева И.Т. О находке остатков археоциат в "протерозое" юго-восточной Тувы.ДАН СССР, т. 171, № 6, 1966.

8. Геология СССР. т. XXIX, Тувинская АССР, часть I,"Недра", М., 1966.

9. 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". "Недра", М., 1965.

10. Есиков Н.П., Ладынин А.В. и др. Строение земной коры Кузнецкой впадины, Кузнецкого Алатау, Горного Алтая и Горной Шории. Сб. "Земная кора складчатых областей юга Сибири"."Наука", Сиб. отд., 1969.

11. Зайцев Н.С. Основные черты тектоники Тувинского прогиба. Докл. АН СССР, т. 117, № 4, 1957.

12. Зоненшайн Л.П. Тектоника Западного Саяна. Госгеолтехиздат, М., 1963.

13. Иванкин П.Ф., Любецкий В.Н. О блоковом строении полиметаллического пояса Юго-Западного Алтая. Сов. геол., № 6,1962.

14. Иванова Т.Н. Структурно-фациальное районирование Тувы. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 58, 1961.

15. Ильин А.В., Кудрявцев Г.А. Докембрий Тувы.- Сов. геол. 1960, № 9.

16. Клитин К.А. Тектоника Центральной части Тувинского прогиба. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 36, Госгортехиздат, 1960.

17. Кудрявцев Г.А. Основные черты тектоники Тувы. Бюлл. МОИП, т. 40(2), 1965.

18. Кузнецов В.А. Алтае-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении полицикличных складчатых областей.- Сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. УШ, "Наука", М., 1967.

19. Кузнецов В.А. Основные черты эндогенной металлогении Алтае-Саянской складчатой области.- Сб. "Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области". "Наука", Сиб. отд., 1966.

20. Кузьмин Ю.И., Гольдшмидт В.И., Андреев А.П. Методика решения прямой и обратной задач гравиразведки для некоторых простых тел. Вып. 2, Ротапринт Казгеофизтреста, Алма-Ата, 1965.

21. Лучицкий И.В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. Изд-во АН СССР, 1960.

22. Матросов П.С. Основные черты геотектонического развития Тувы.- Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. т. 120, изд-во "Недра", Л,1967.

23. Мелещенко В.С. Некоторые вопросы геологии межгорных впадин Саяно-Алтайской складчатой области. - Информ. сб. ВСЕГЕИ, вып. 3, 1956.

24. Мелещенко В.С. и др. Основные черты тектоники Алтае-Саянской складчатой области. Матер. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 32, Л., 1960.

25. Моисеенко Ф.С. Об одном способе разложения аномального гравитационного поля. - Сб. "Вопросы рудной геофизики", № 2, М., Госгеолтехиздат, 1961.

26. Моисеенко Ф.С. О зонах смятия в Центральном Казахстане. Сб. "Геология Средней Азии". Изд. Лен. ун-та, Л., 1961.

27. Моисеенко Ф.С. Строение и развитие земной коры южного горного обрамления Сибири. "Наука", Сиб. отд., 1969.

28. Моисеенко Ф.С. Некоторые результаты и проблемы геолого-геофизического изучения земной коры южного горного обрамления Сибири.- Сб. "Земная кора складчатых областей юга Сибири". Изд-во "Наука", Сиб. отд., 1969.

29. Моисеенко Ф.С. К обоснованию модели земной коры. Сб. "Земная кора складчатых областей юга Сибири". Изд-во "Наука", Сиб. отд., 1969.

30. Моисеенко Ф.С. Соотношение структурной и металлогенической зональности с глубинным строением земной коры в Алтае-Саянской складчатой области.- Тр. симпозиума по проблеме связи поверхностных структур земной коры с глубинными. Изд-во "Наукова думка", в печати.

31. Моисеенко Ф.С. Морфология новейших структур Алтае-Саянской области и сейсмичность.- Сб. "Земная кора складчатых областей юга Сибири". "Наука", Сиб. отд., 1969.

32. Моисеенко Ф.С., Есиков Н.П. К оценке точности расчетов слоев земной коры и глубин их залегания при геолого-геофизических исследованиях. - Сб. "Земная кора складчатых областей юга Сибири". Изд-во "Наука", Сиб. отд., 1969.

33. Моссаковский А.А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. Госгеолтехиздат, М., 1963.

34. Нехорошев В.П. Тектоника Алтая. - Тр. ВСЕГЕИ, нов.сер. т. 139, "Недра", М., 1966.

35. Павлов Ю.А. О применении метода касательных для интерпретации кривых Δg над вертикальным уступом.- Геология и геофизика, 1962, № 12.

36. Предтеченский П.Н. Стратиграфия девонских отложений Тувы и Западного Саяна. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 120,"Недра", Л., 1967.

37. Рогов Н.В. Геология докембрийского гранитоидного комплекса Тувинского нагорья Сангилен (мигматит-анатектитовая формация высокого уровня среза).- Автореф. кандид. диссерт. Новосибирск, 1968.

38. Унксов В.А. Структурно-фациальные зоны Тувинского прогиба и размещение в нем эндогенной минерализации.- Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 58, 1961.

39. Фотиади Э.Э., Карагаев Г.И. Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по данным региональных геофизических исследований. Геология и геофизика, 1963, № 10.

40. Фотиади Э.Э., Моисеенко Ф.С. Основные черты тектонического строения Сибири и Дальнего Востока в свете геологических и геофизических данных. Сб. "Геол. результаты геоф. исслед. в Сибири и на Дальнем Востоке СССР". Новосибирск, 1966.

41. Цибульчик Г.М. О годографах сейсмических волн и строении земной коры Алтае-Саянской области. Сб. Региональные геофизические исследования в Сибири". Изд-во "Наука", Сиб. отд.,1967.

42. Черноморский М.А. К стратиграфии докембрийских метаморфических комплексов Западной Тувы, Западного Саяна и Горного Алтая. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 120., Л., 1967.

Н.П.Есиков, Ф.С.Моисеенко

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ БИЙСКО-БАРНАУЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ И КУЛУНДЫ ПО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

О б щ и е с в е д е н и я

Территория Бийско-Барнаульской впадины и Кулундинской равнины характеризуется развитием сплошного покрова рыхлых кайнозойских отложений мощностью в десятки и сотни метров. Отдельные участки её по особенностям гравитационного и магнитного полей сходны с прилежащими горными районами Алтая и Салаира, что обусловило необходимость использования последних, наряду с данными бурения в самих депрессиях, в качестве опорных для истолкования геофизических материалов. Кроме того, особые черты строения земной коры Бийско-Барнаульской впадины и Кулунды[x)], отчетливо выявляются лишь на фоне более региональной картины. Поэтому и при описании, и на схемах охватывается территория, включающая,помимо Степного Алтая, правобережную часть Каменского Приобья, Присалаирское плато, северные районы Горного и Рудного Алтая.

Геологическое строение Бийско-Барнаульской впадины и Кулунды известно по материалам геологических съемок, картировочного бурения, геофизических работ и разнообразных тематических и изыскательских исследований /I, I2, I3, I7 и др./. Здесь сравнительно хорошо изучены глубины залегания и рельеф поверхности складчатого фундамента и выявлены основные черты тектоники последнего. Однако, сведения о глубинной структуре т.н. "консолидированной" земной коры Степного Алтая до сих пор весьма скудны

x) Территорию Бийско-Барнаульской впадины и Кулундинской равнины, располагающуюся целиком в пределах Алтайского края и составляющую по ряду особенностей геологического строения единое целое, логично именовать "Степным Алтаем", названием уже почти забытым.

и исчерпываются данными по юго-восточному отрезку профиля глубинного сейсмического зондирования Барабинск-Овечкино на северо-западе /9/, расчетами глубин преимущественно до подкорового слоя по сейсмологическим данным - на юго-востоке /4, 7, 23/, а также построениями рельефа подошвы коры на основании общих корреляционных зависимостей /2,3,22 и др./. Вследствие специфичности использованных методов (сейсмология), малого объема исследований, эти сведения очень схематичны и дают представление лишь о поведении подошвы коры. Так, по сейсмологическим данным выявляется постепенное погружение осредненной поверхности подкорового слоя с северо-запада на юго-восток от 38-43 до 48-53 км /23/. Сходный характер кровли верхней мантии установлен ранее и по корреляционно-статистическим зависимостям /22/.

Внутренняя структура земной коры Степного Алтая практически оставалась не изученной, в связи с чем нами предпринята попытка её расшифровки геолого-геофизическим методом, базирующимся на комплексном использовании геофизических, геологических и петрофизических данных. Избранный метод исследования глубинного строения земной коры был разработан лишь применительно к районам с хорошей обнаженностью геосинклинальных формационно-структурных комплексов /I4/. Применение его для изучения земной коры Бийско-Барнаульской впадины и Кулунды является первой попыткой такого рода применительно к условиям структуры с довольно хорошо развитым платформенным чехлом. Основанием для такой попытки послужила сравнительно хорошая геолого-геофизическая изученность Степного Алтая, достаточная для исключения влияния платформенного чехла и обусловившая возможность выделения составляющих аномального поля силы тяжести.

Наличие превосходной сводки О.М.Адаменко по геолого-геофизическому исследованию Степного Алтая /I/ позволило ограничиться анализом лишь гравиметрических и геологических материалов с использованием сейсмических и петрофизических данных преимущественно по прилежащим районам /8, II, 2I и др./.

Основой для глубинных построений являлись материалы производственных гравиметрических и геологических съемок, а также результаты работ геолого-геофизической группы лаборатории физики земной коры на опорных профилях на Алтае и Салаире. Для консолидированной земной коры принята 4-слойная модель /I4/; одна-

ко, из-за невозможности расчленения вулканогенно-осадочного и гранитного слоев, она была сведена к 3-слойной. Построения выполнены по системе пересекающихся профилей, увязанных с профилями, ранее отработанными в Горном Алтае и Кузнецко-Горношорском районе /5/. Точность и достоверность этих построений, вероятно, несколько ниже, чем для районов с хорошей обнаженностью /I5, I6/, поскольку схематизм разделения составляющих из-за трудностей определения геологической природы аномалий здесь больший. Кроме того, погрешности в расчеты мощностей и глубин залегания слоев могли внести неучитываемые плотностные неоднородности мезозойских и кайнозойских отложений.

В аномальном поле выделены вторая и первая составляющие. Третью составляющую из-за недостаточности геологической информации отделить от наблюденной кривой не представлялось возможным. Соответственно, вулканогенно-осадочный и гранитный слои рассматриваются как единый "условно-гранитный слой". Вторая составляющая определена в основном путем расчетов глубин способом касательных и реже - по значениям Δg над интрузивами среднего и основного состава и сходными с ними по плотности породами иного генезиса. Первая составляющая найдена путем расчетов по аномалиям 2-й составляющей. Глубины границ раздела слоев подбирались с помощью палетки по разности значений смежных составляющих. Глубины до подкорового слоя получены исходя из их величин на профилях ГСЗ в северо-западной части района и в Кузбассе /9, I0, I9/. Техника расчетов и построений аналогична описанной ранее /I4/.

В результате выполненной работы на территории Бийско- Барнаульской впадины и Кулунды составлены схематичные карты мощностей условно-гранитного, диоритового и базальтового слоев земной коры, а также карта общей мощности коры и отдельно - её надбазальтовой части. Последние две характеризуют рельеф кровли подкорового и базальтового слоев соответственно.

Распределение мощностей слоев земной коры и рельеф глубинных границ раздела

Условно-гранитный слой распределен в пределах Степного Алтая неравномерно по площади и неповсеместно (рис. I). На боль-

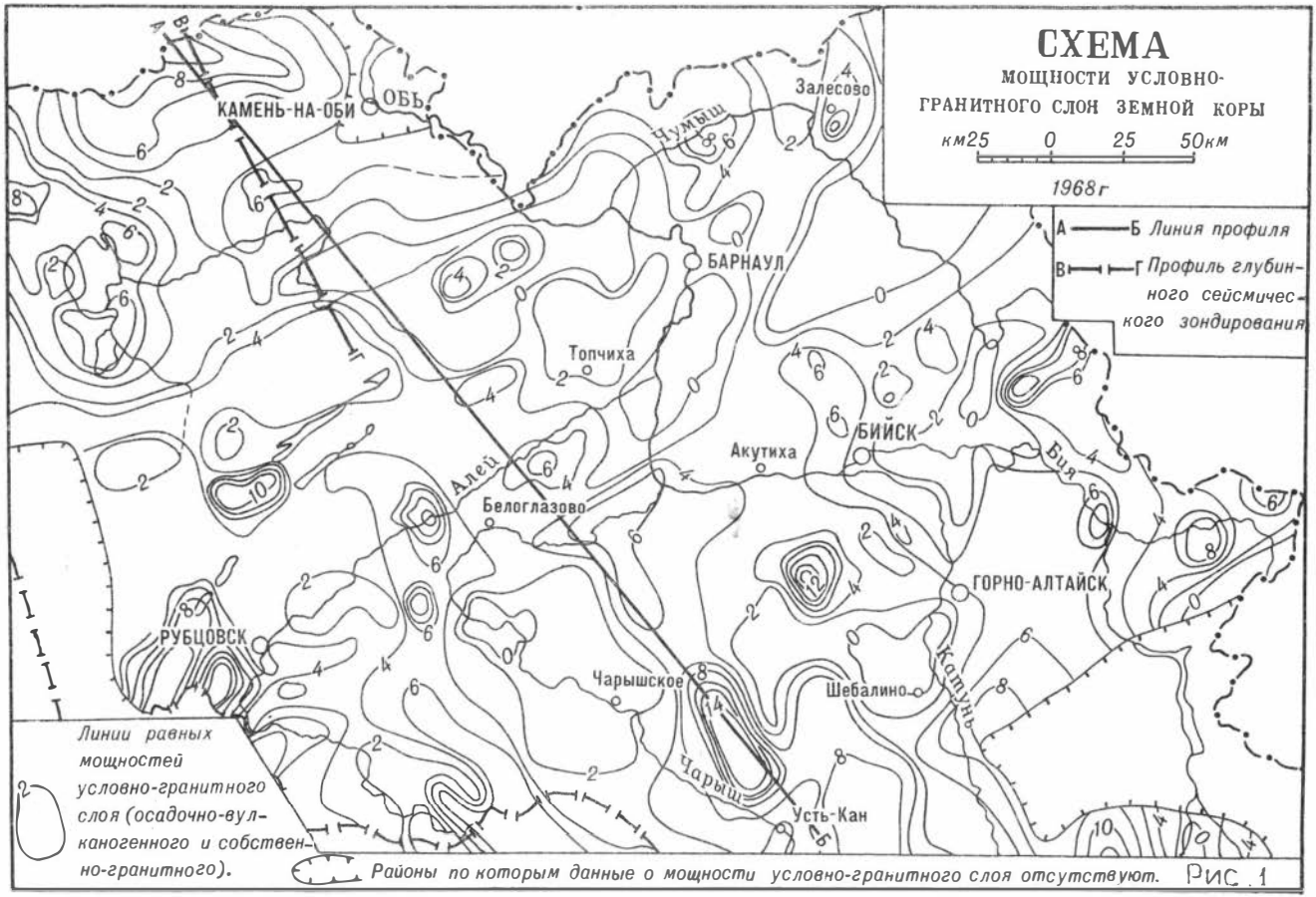


СХЕМА
МОЩНОСТИ УСЛОВНО-ГРАНИТНОГО СЛОЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ
км25 0 25 50км
1968г
А Б Линия профиля
В Г Профиль глубинного сейсмического зондирования
КАМЕНЬ-НА-ОБИ
ОБЬ
Залесово
Чумыш
БАРНАУЛ
Топчиха
Акутиха
БИЙСК
Бия
Алей
Белоглазово
ГОРНО-АЛТАЙСК
РУБЦОВСК
Чарышское
Шебалино
Катунь
Чарыш
Усть-Кан
Линии равных мощностей условно-гранитного слоя (осадочно-вулканогенного и собственно-гранитного).
Районы по которым данные о мощности условно-гранитного слоя отсутствуют.

Рис. 1

шей части территории его мощность изменяется от I до 6 км.Но на значительных площадях в районе пос. Ребриха, г. Барнаул и среднего течения р. Чумыш он отсутствует, а на ряде участков наблюдаются его локальные утолщения до 8–I2 км, приуроченные, судя по их форме в плане, к гранитным массивам. Характерен глыбовообразный характер утолщений и утонений слоя и закономерная ориентировка их, подчиненная определенной зональности. Так, к северу от линии Рубцовск–Ельцовка раздувы и утонения слоя ориентированы преимущественно в северо–восточном направлении, а к югу от указанной линии, в основном уже в пределах Алтайских гор и Горной Шории, они простираются с юго–востока на северо–запад.Степной Алтай отличается в общем пониженной мощностью условно – гранитного слоя по сравнению с Горным Алтаем. При этом особенно редуцированным развитием его выделяется северная часть Бийско–Барнаульской впадины.

Диоритовый слой, местами не отделенный от вулканогенно–осадочного, изменяется по мощности от 6 до I5 км, с локальными утонениями до I–2 км, наиболее часты мощности 6–I2 км (рис. 2). На небольшом участке между пос. Поспелиха и Ребриха он выклинива – ется. Распределение масс слоя мозаичное. Лишь местами намечаются линейные формы, ориентированные в северо–восточном (бассейн р. Алей) или северо–западном (отроги Алтайских гор, р–н г.Славгород) направлениях. Для западной части Степного Алтая характерны крупные по площади утонения, осложненные резкими локальными утонениями. Восточная половина региона отличается повышенной средней мощностью слоя, меньшей амплитудой изменения мощностей, наличием обширных утолщений и редкостью резких локальных утонений.

По отношению к юго–восточнее расположенным Горному Алтаю и Горной Шории Степной Алтай представляется областью пониженной мощности диоритового слоя.

Тенденция увеличения мощности слоев надбазальтовой части земной коры, соответствующей гранитному слою двухслойной модели, отчетливо проявляется на схеме их суммарной мощности (см.рис.2). Эта схема характеризует также рельеф базальтового слоя. Общая мощность надбазальтовой части и соответственно глубины залега – ния базальтового слоя, изменяются в пределах Степного Алтая в узком интервале: от I0 до I6 км. В кровле базальтового слоя вы–

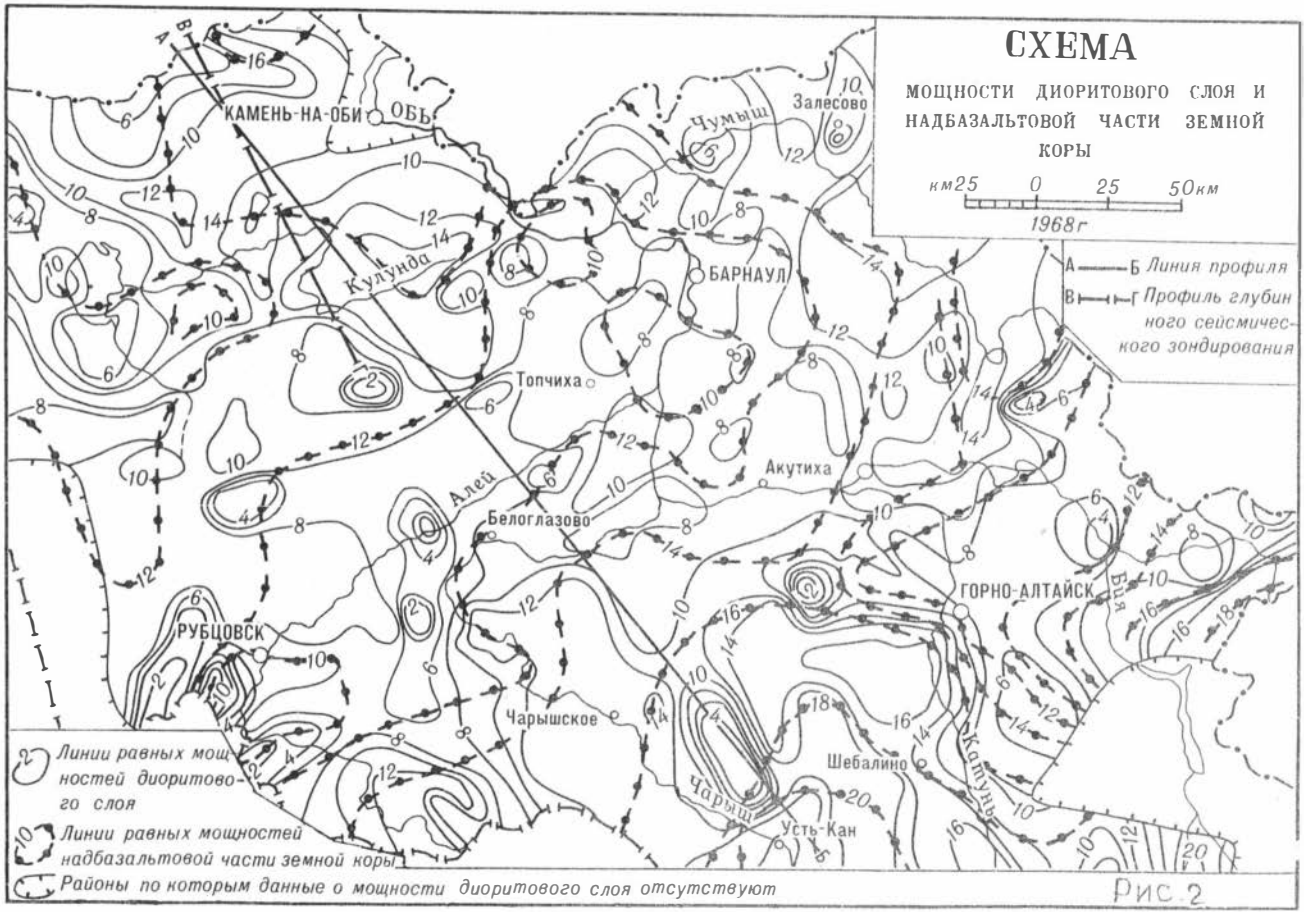


СХЕМА
МОЩНОСТИ ДИОРИТОВОГО СЛОЯ И НАДБАЗАЛЬТОВОЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ
км 25 0 25 50км
1968г
А — Б Линия профиля
В — Г Профиль глубинного сейсмического зондирования
КАМЕНЬ-НА-ОБИ
ОБЬ
Кулунда
Чумыш
Залесово
БАРНАУЛ
Топчиха
Алей
Белоглазово
Акутиха
РУБЦОВСК
ГОРНО-АЛТАЙСК
Чарышское
Шебалино
Усть-Кан
Катунь
Бия
Линии равных мощностей диоритового слоя
Линии равных мощностей надбазальтовой части земной коры
Районы по которым данные о мощности диоритового слоя отсутствуют

Рис. 2

деляется ряд крупных прогибов и поднятий с амплитудой в 4–6 км. Таковы Славгородское и Рубцовско-Барнаульское поднятия, представляющие собой как бы осложнения ещё более крупного поднятия, занимающего почти всю территорию Бийско-Барнаульской впадины и окаймленного с севера, востока и юга прогибами: Каменским, Салаирским и Горно-Алтайским. Рубцовско-Барнаульское поднятие отделяется от восточнее расположенного, уже за пределами Степного Алтая, Кузнецко-Турочакского поднятия узкой перемычкой между двумя последними прогибами /6/.

Относительные изменения мощности базальтового слоя дают хотя и приближенное, но качественно верное представление о крупных деталях в распределении масс слоя. Базальтовый слой образует крупное и сложное по морфологии утолщение мощностью в 30–35 км (рис. 3). Оно простирается примерно в широтном направлении, охватывает Бийско-Барнаульскую впадину, бо́льшую часть Кулундинской равнины и северные районы Горного Алтая и окаймлено с севера и юга участками пониженной (примерно до 25–26 км) мощности слоя. Упомянутое утолщение распадается на ряд раздувов более высокого порядка: Славгородский, Рубцовско-Барнаульский, Горно-Шорский,– различные по мощности, очертаниям в плане и ориентировке. В частности Рубцовско-Барнаульское утолщение имеет северо-восточное простирание и осложнено двумя локальными утолщениями.

Земная кора по данным глубинного сейсмического зондирования в северной части Кулундинской равнины имеет мощность около 43 км. В юго-восточном направлении, как следует из расчетов по гравиметрическим данным, она утолщается на 4–5 км (см. рис. 3). По очертаниям изолиний намечается понижение в рельефе подкорового слоя, являющееся как бы северо-западным продолжением Горно-Алтайского прогиба в поверхности мантии. Не исключено, что плавное изменение мощности земной коры является кажущимся и связано со схематизмом выделения первой составляющей. Разрешающая способность метода не позволяет выявлять локальные изменения мощности земной коры.

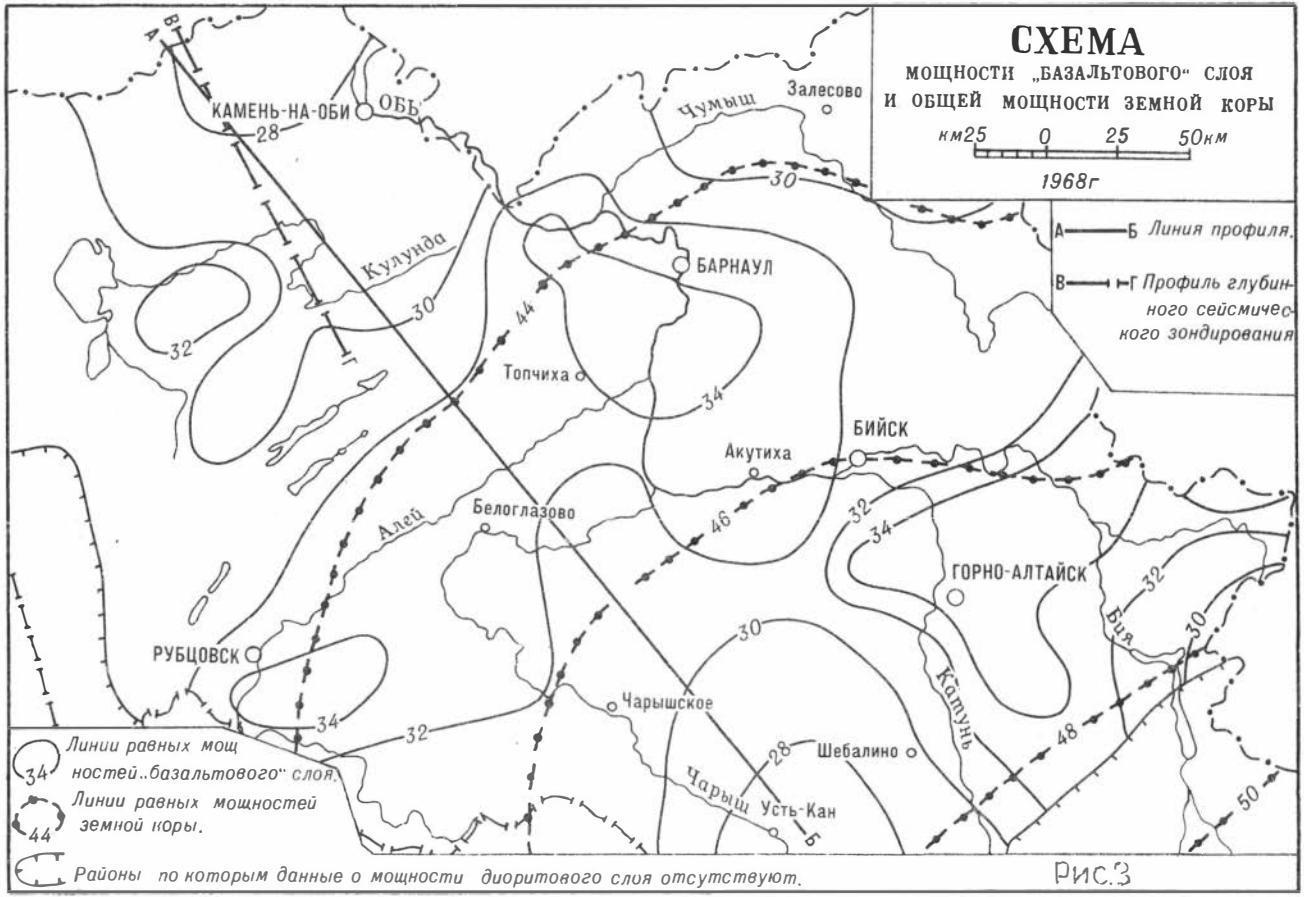


СХЕМА
МОЩНОСТИ „БАЗАЛЬТОВОГО" СЛОЯ
И ОБЩЕЙ МОЩНОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ
км25 0 25 50км
1968г
А——Б Линия профиля.
В——Г Профиль глубинного сейсмического зондирования
КАМЕНЬ-НА-ОБИ
ОБЬ
Залесово
Чумыш
Кулунда
БАРНАУЛ
Топчиха
БИЙСК
Акутиха
Алей
Белоглазово
ГОРНО-АЛТАЙСК
Бия
Катунь
РУБЦОВСК
Чарышское
Шебалино
Чарыш
Усть-Кан
Линии равных мощностей „базальтового" слоя.
Линии равных мощностей земной коры.
Районы по которым данные о мощности диоритового слоя отсутствуют.

Рис.3

Соотношение слоев земной коры и их геологическое истолкование

Соотношения слоев коры сложны, но подчинены некоторым общим закономерностям. Так, мощности диоритового и условно-гранитного слоев обычно находятся в обратной зависимости. Но в региональном плане тот и другой испытывают утолщение в сторону Горного Алтая, что находит четкое отражение в рельефе кровли базальтового слоя. Базальтовый слой в 2-3 раза превосходит по мощности вышележащую часть земной коры (рис. 2,3). Он характеризуется наибольшими мощностями в районах утонения надбазальтовой части земной коры, а наименьшими - на участках её утолщения. Зависимость эта проступает достаточно отчетливо, несмотря на значительное влияние на характер распределения масс слоя наклона кровли мантии в юго-восточном направлении. Увеличение общей мощности земной коры коррелируется с общим утолщением гранитного и диоритового слоев от Степного Алтая к Горному.

Районирование территории по характеру распределения масс дает различную картину для каждого из слоев земной коры. Отдельные участки проявляются специфическими чертами в каждом из слоев (см. рис. 4). Условно-гранитный и диоритовый слои распределены сходно по очертаниям, площадным размерам и местоположению утолщений и утонений и прямо противоположно - по знаку элементов их структуры. Базальтовый слой характеризуется уже иным размещением масс и, в частности, наличием крупного утолщения базальтового слоя и поднятия его кровли (Рубцовско-Барнаульского), ориентированного в северо-восточном направлении, несогласно к элементам структуры условно-гранитного и диоритового слоев.

В соотношении базальтового слоя с вышележащими замечается одна интересная особенность: юго-западнее линии пос. Баево - г. Горно-Алтайск какая-либо пространственная корреляция между ними отсутствует, северо-восточнее, напротив, она проступает сравнительно отчетливо. Так, в районе г. Барнаул и к западу и югу от него к области минимальной мощности условно-гранитного слоя и увеличенной мощности диоритового приурочено отчетливое утолщение базальтового слоя и поднятие его кровли, ориентированные в запад-северо-западном направлении. На северо-восток от г. Горно-Алтайск в пределы Горной Шории также простирается участок, на

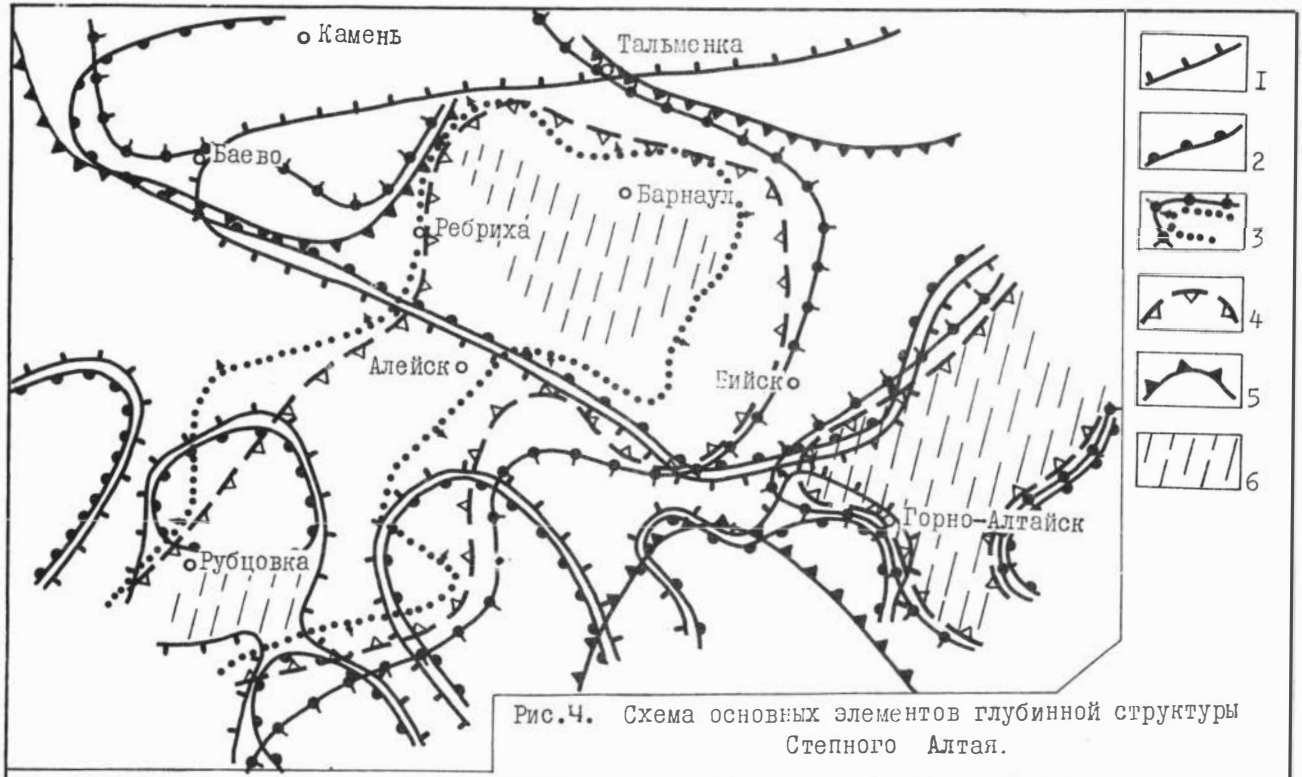


Рис.Ч. Схема основных элементов глубинной структуры Степного Алтая.

Контуры участков: 1-минимальной мощности гранитного слоя, 2-утолщений диоритового слоя, 3-поднятий кровли базальтового слоя, 4-повышенной мощности базальтового слоя, 5-утолщений базальтового слоя, 6-участки максимальной мощности базальтового слоя.
Примечание: берг-штрихи направлены в сторону увеличения мощности или погружения кровли слоёв земной коры.

котором раздув базальтового слоя приходится на район изменения мощностей гранитного и диоритового слоев.

Отмеченные различия в характере распределения масс базальтового слоя и надбазальтовой части коры проявляются безотносительно к общей мощности коры, на которую, как известно, существенное влияние оказывают процессы, обусловившие неоген-четвертичные поднятия. Поэтому их (различия) можно связывать с особенностями строения и развития геосинклинальных структур /I4/. Отсюда вытекает возможность суждения о тектонической структуре региона на основании данных о его глубинном строении.

Выявленные соотношения между слоями можно интерпретировать следующим образом.

Развитие геосинклинальных структур фундамента Бийско- Барнаульской впадины и Кулунды протекало в два этапа, которым соответствует два структурных этажа с различным планом строения. На первом этапе образовались крупные поднятия и прогибы северо-восточного простирания на фоне широтно ориентированного мегаподнятия. Таковы Рубцовско-Барнаульское и Турочакско-Кузнецкое (Горно-Шорское) поднятия и разделяющий их Бийский прогиб[x]. На втором этапе регион распадается на две зоны, лежащие к северо-востоку и юго-западу от линии, проходящей примерно через Баево-Алейск-Горно-Алтайск. В северо-восточной зоне (Барнаульской) новообразованные структуры развиваются унаследованно по отношению к более древним, в юго-западной (Кулундинско-Алтайской) они часто располагаются почти под прямым углом к последним. Кулундинско-Алтайская зона отличается от Барнаульской также значительным распространением контрастных локальных раздувов гранитного слоя, которые, судя по материалам работ в соседних районах с хорошей обнаженностью, представляют собой массивы лейкократовых и аляскитовых гранитов верхне-палеозойского возраста.

Возрастные пределы выделенных этапов развития и соответствующих им структурных этажей не ясны. Равновозможны три варианта. Верхний этаж может охватывать либо только герцинские структурно-формационные комплексы (девон-пермь), либо герцинские и каледонские, либо все комплексы, образовавшиеся, начиная со вре-

x) Эти названия относятся к предполагаемым структурным элементам нижнего структурного этажа.

мени заложения эвгеосинклинали, т.е. с верхнего или среднего протерозоя. Соответственно, нижний этаж включает либо структуры не моложе каледонских, либо все докаледонские, либо доверхнепротерозойские. Поскольку диоритовый слой образуется, главным образом, за счет эвгеосинклинальных толщ, то представляется наиболее вероятным третий вариант. В таком случае, выделяемый некоторыми авторами Рубцовско-Барнаульский "массив" /20/ существовал лишь до верхнего протерозоя. Позднее он был разбит на Барнаульскую и Рубцовскую глыбы, первая из которых продолжала развиваться в прежнем режиме устойчивого поднятия, вторая - претерпела общее погружение и наложение на неё ряда молодых прогибов. При этом Рубцовская глыба сохранила тенденцию относительного поднятия, что и явилось причиной отражения её в рельефе кровли базальтового слоя. Барнаульская глыба по своему режиму развития и особенностям глубинного строения может быть отнесена к числу срединных массивов.

З а к л ю ч е н и е

Работа по изучению земной коры в Бийско-Барнаульской впадине и Кулунде показала применимость геолого-геофизического метода исследования глубин в районах с хорошо развитым платформенным чехлом. Однако, необходимым условием его применимости является достаточно хорошая геологическая и геофизическая изученность как мощности и плотности платформенного чехла, так и геологического строения поверхности фундамента.

По особенностям строения земной коры Степной Алтай близок к средней части Алтае-Саянской области. Для него также характерна малая мощность надбазальтовой части коры при большой мощности базальтового слоя. Дифференциация слоев по их толщине слабая. В пределах Степного Алтая средняя мощность каждого из слоев изменяется незначительно, что придает им плитообразную форму.

План распределения масс в базальтовом слое и надбазальтовой части земной коры различен, что может рассматриваться как свидетельство о различии планов тектонического строения региона на разных этапах его геологической истории. По особенностям глубинного строения консолидированной земной коры на территории Степного Алтая выделяется две зоны: Барнаульская (северо-восточная) и Кулундинско-Алтайская (юго-западная), возникшие, видимо,

уже в верхнем протерозое. При этом часть первой из названных зон (Барнаульская глыба) на протяжении по крайней мере верхнего протерозоя-палеозоя развивается как срединный массив с устойчивой тенденцией поднятия.

ЛИТЕРАТУРА

I. Адаменко О.М. Основные закономерности геологического развития Кулундинской впадины. Автореф. кандид. диссерт., Новосибирск, I967.

2. Беляевский Н.А., Борисов А.А., Вольвовский И.С. Глубинное строение территории СССР.- Сов. геол., I967, № II.

3. Борисов А.А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. Изд-во "Недра", М., I967.

4. 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", Изд-во "Наука", М., I965.

5. Есиков Н.П., Ладынин А.В. и др. Строение земной коры Кузнецкого Алатау, Горного Алтая и Горной Шории.- Сб. "Земная кора складчатых областей юга Сибири." Изд-во "Наука", Сиб. отд. I969.

6. Есиков Н.П. К вопросу о связи глубинного строения земной коры с неотектоническими структурами в северо-западной части Алтае-Саянской области (в настоящем сборнике).

7. Калковский Н.Д., Цибульчик Г.М., Цибульчик И.Д. Годографы сейсмических волн и мощность земной коры Алтае-Саянской складчатой области по данным регистрации промышленных взрывов и местных землетрясений.- Геол. и геофиз., I965, № I.

8. Крамник В.Н. О распределении плотностей мезозойско-кайнозойских отложений на территории Западно-Сибирской плиты.- Сб. "Методы разведочной и промысловой геофизики при изучении строения Западно-Сибирской низменности",- Тр. ВИРГ, Л., I966.

9. Крылов С.В., Сурков В.С., Мишенькина З.Р. - Строение земной коры в южной части Западно-Сибирской низменности.- Геол. и геофиз., I965, № II.

I0. Крылов С.В. Глубинные сейсмические исследования на юго-востоке Западно-Сибирской плиты и в Алтае-Саянской области.-Геол. и геофиз., I968, № 2.

II. Диогенький С.Н. О плотности пород и руд Рудного Алтая. – Докл. АН СССР, 1957, т. № 7, №3.

I2. Матвеевская А.Л. и Иванова Е.Ф. Геологическое строение южной части Западно-Сибирской низменности в связи с вопросами нефтегазоносности. Изд-во АН СССР, М.,- Л., I960.

I3. Матвеевская А.Л. Герцинские прогибы Объ-Зайсанской геосинклинальной системы и её обрамления. Изд-во "Наука", М.,1969.

I4. Моисеенко Ф.С. Строение земной коры Южного Горного обрамления Сибири. Изд-во "Наука", Сиб. отд., I969.

I5. Моисеенко Ф.С., Есиков Н.П. К оценке точности расчетов мощностей слоев земной коры и глубин их залегания при геолого-геофизических исследованиях.- Сб. "Земная кора складчатых областей юга Сибири". Изд-во "Наука", Сиб. отд., I969.

I6. Моисеенко Ф.С. Соотношение геолого-геофизических и сейсмических данных и некоторые вопросы методики комплексного изучения глубинного строения земной коры складчатых областей. (в настоящем сборнике).

I7. Проводников Л.Я. Рельеф складчатого фундамента Западно-Сибирской низменности.- Геол. и геофиз., I960, № II.

I8. Семакин В.П. Плотность горных пород Кузнецкого Алатау Горной Шории, Горного Алтая и Кузбасса.- Сб. "Земная кора складчатых областей юга Сибири". Изд-во "Наука", Сиб. отд., I969.

I9. Сурков В.С., Морсин Н.И. Региональные гравитационные аномалии, их связь с особенностями глубинного строения Западно-Сибирской плиты.- Сб. "Методы разведочной и промысловой геофи - зики при изучении строения Западно-Сибирской низменности".- Тр. ВИРГ, Л., I966.

20. Сурков В.С. Строение и тектоническое развитие фундамента Западно-Сибирской плиты.- Автореф. докт. диссерт., Новосибирск, I969.

2I. Туезова Н.А. Физические свойства горных пород Западно-Сибирской низменности.- Тр. СНИИГГиМС, Изд-во "Недра", I964.

22. Фотиади Э.Э., Каратаев Г.И. Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по данным региональных геофизических исследований.- Геол. и геофиз., I963, № I0.

23. Цибульчик Г.М. О годографах сейсмических волн и строении земной коры Алтае-Саянской области.- Сб. "Региональные геофизические исследования в Сибири". Изд-во "Наука", Сиб.отд.I967.

Ф.С. Моисеенко

ДИОРИТОВЫЙ СЛОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Прошло уже около 20 лет с тех пор как диоритовый слой впервые был выделен О.Фёрчем /88/ в земной коре Западной Германии на основании сейсмических данных и около 15 лет со времени обнаружения этого слоя геолого-геофизическим методом в Центральном Казахстане /43/[x)], однако целесообразность обособления или даже само существование диоритового слоя до сих пор многими исследователями подвергается сомнению. Выделение под различными названиями слоя с аналогичными физическими характеристиками в ряде районов мира и высказывания некоторых известных петрологов о возможности наличия в земной коре диоритового слоя (см. 46), как правило, остаются незамеченными или истолковываются с позиций классической двухслойной модели коры. Непризнание большинством геологов и геофизиков диоритового слоя объясняется различными причинами, среди которых не последнюю роль сыграло весьма прямолинейное толкование его самими сторонниками его выделения как слоя, сложенного почти исключительно магматогенными породами среднего состава /43/. Все возражения петрологов против возможности существования крупных масс диоритов в земной коре были обращены и против диоритового слоя. В дискуссиях о возможности или невозможности наличия слоя именно диоритового состава обычно тонул вопрос о существовании самого слоя. Как ни странно, но статистические данные о распространенности горных пород различ-

x) Весьма существенно для суждения об объективности выделения диоритового слоя, что в Центральном Казахстане открытие его было сделано независимо от данных О.Фёрча и не было индуцировано ими. Этот факт, не вызывавший сомнений, позднее был забыт.

ного состава на земной поверхности, в силу ряда причин не могущие претендовать на достаточно объективное количественное отражение состава глубинных горизонтов земной коры /44, 46/, явились главным и почти единственным геологическим аргументом против существования диоритового слоя. Привычка экстраполировать на глубину наблюдаемое на земной поверхности оказалась сильнейшим препятствием на пути исследования глубин.

Нами уже приводился ряд геофизических и геологических аргументов в пользу существования диоритового слоя в ряде районов Советского Союза и в зарубежных странах и высказывались соображения о его возможном составе (42, 44, 46, 48 и др.). В настоящее время эти аргументы во многом могут быть дополнены и уточнены.

В проблеме диоритового слоя важнейшими представляются следующие вопросы.

I) Возможно ли достаточно надежное выделение в земной коре слоя с физическими характеристиками, промежуточными между таковыми базальтового и гранитного слоев? Если да, то имеет ли он повсеместное распространение?

2) Каков возможный состав пород, слагающих слой и везде ли он одинаков?

3) Есть ли необходимость в выделении этого слоя?

Выделение "промежуточного" слоя в земной коре

Сведения о наличии в земной коре некоторых районов слоя, характеризующегося скоростями сейсмических волн, промежуточными между скоростями нормальных базальтового и гранитного слоев появились давно, однако, до сих пор продолжается дискуссия даже о разделении коры на гранитный и базальтовый слои /7, 78/.Тем более ожесточенное сопротивление встречает выделение промежуточного слоя. Возражения оппонентов из числа геофизиков сводятся, главным образом, к тому, что если даже на традиционно выделяемые основные слои (гранитный и базальтовый) разделить кору с достаточным основанием не всегда удается, то тем более трудно расчленить гранитный слой на два. Реже препятствие для выделения определенных слоев в земной коре геофизики видят в чрезвычайной

многослойности коры, изображаемой некоторыми авторами для отдельных районов. Оппоненты-геологи возражают против выделения промежуточного слоя в земной коре потому, что оно противоречило бы статистическим данным о распределении горных пород и, в частности, изверженных пород разного состава на земной поверхности.

В настоящее время сейсмическими работами устанавливается расслоенность не только гранитного, но иногда и базальтового слоев, во многих регионах мира. При этом расслоенность земной коры, как и её основных слоев, выявляется лишь при надлежащей детальности сейсмических работ /55, 78/. При постановке достаточно детальных глубинных исследований слоистая структура коры фиксируется даже там, где ранее слоистость не обнаруживалась /7/, хотя отдельные блоки коры оказываются неслоистыми и в этом случае. Зависимость картины глубинного строения от детальности и особенностей методики глубинных сейсмических исследований обуславливает различие в обоснованности выделения того или иного слоя в земной коре или параллелизации слоев в разных регионах мира. По указанной причине выделение и характеристика промежуточного слоя по большинству профилей ГСЗ на территории СССР являются более надежными и полными, чем в Западной Европе, Америке и тем более в Японии или Австралии. Естественно, что выводы о наличии или отсутствии промежуточного слоя в том или ином регионе верны в такой же мере, в какой относящиеся к нему опубликованные данные отражают реальные объекты в земной коре. До самого последнего времени среди геофизиков господствовало представление об универсальности двухслойной модели консолидированной земной коры и непрерывности в пределах континентов основных слоев коры: "гранитного" и "базальтового". Однако материалы дальнейших глубинных сейсмических исследований с очевидностью показали, что земная кора построена неоднотипно в различных районах, будучи массивной (неслоистой, "однослойной") на одних участках и многослойной на других, часто весьма резко сменяющих первые. Обнаружение ряда несовершенств в изучении глубинной структуры земной коры методом преломленных (рефрагированных) волн и широкое внедрение в практику глубинных исследований метода отраженных волн, который далеко не всегда четко фиксирует ранее выявленные преломляющие "границы", привело многих геофизиков к другой крайности: к сомнению в существовании ранее выделявшихся слоев земной коры вообще или, напротив, к представ-

лению о почти безграничной многослойности коры. Учитывая, что расхождения между данными методов преломленных и отраженных волн могут быть обусловлены как спецификой методов, так и особенностями граничных зон между слоями коры[x], что причины этих расхождений ещё совершенно не изучены и не ясно, по "вине" какого метода они возникли, что данные геолого-геофизического и просто гравиметрического методов исследования земной коры говорят в пользу слоистости последней /47/, мы придерживаемся представления о слоистой земной коре.

а) Сейсмические данные

Промежуточный или диоритовый слой был выделен сейсмологами на основании промежуточного положения его между гранитным и базальтовым и величин скоростей сейсмических волн, средних между значениями скоростей их в гранитах и габбро. При этом он выделялся лишь в тех случаях, когда выше него фиксировался слой коры со скоростями, меньшими 6,0 км/сек, но большими, чем у вышележащих слабометаморфизованных или неметаморфизованных толщ.Там, где слой со скоростями 6,0-6,6 км/сек выходит на земную поверхность или залегает под вулканогенно-осадочными комплексами, он по традиции относился и относится поныне к гранитному слою.Анализ обширной литературы по глубинным сейсмическим исследованиям показывает, что в подавляющем большинстве случаев на исход интерпретации большее влияние оказывало относительное положение того или иного слоя в разрезе, чем его скоростные или плотностные характеристики. В результате, как это было подмечено И.В.Померанцевой /55/, различие по скоростным параметрам внутри "гранитного" и "базальтового" слоев оказалось даже большим, чем между самими этими слоями. Поскольку скорости упругих волн довольно тесно связаны с плотностью и составом горных пород, то естественно, что столь подвижная и неопределенная шкала скоростей для каждого из слоев земной коры означает соответственно плотностную и вещественную разнородность и неопределенность слоев. Каждый частный разрез земной коры в таком случае представлен как бы в своем особом масштабе. Но чтобы правомерно производить сопоставления частных разрезов для выяснения любых геологичес-

x) Границы слоев,вероятно, неоднотипны по своей геологической природе, мощности, внутренней структуре, резкости и прочим характеристикам.

ких вопросов, в том числе и для решения вопроса о характере расслоенности земной коры, необходимо используемые материалы предварительно привести к единому масштабу на основании единой шкалы. Принимая, что главной характеристикой любого слоя земной коры являются его плотность и скорость сейсмических волн в нем, мы относим к диоритовому всякий сейсмический "слой", лежащий ниже вулканогенно-осадочного и характеризующийся скоростями от 6,0-6,1 до 6,6 км/сек, независимо от положения его в разрезе консолидированной земной коры.

В европейской части Союза слой со скоростями от 6,0 до 6,6 км/сек выделен во многих районах. В частности, слой с соответствующими скоростями был выявлен на юго-востоке Русской плиты Ю.Н. Годиным /16/ и А.В. Егоркиным /25/, на Украинском щите, Воронежском массиве, в Днепровско-Донецком авлакогене С.И. Субботиным, В.Б. Соллогубом и другими /63,65,67,70,71 и др./, в Северо-Каспийской синеклизе А.П. Панкратовым и другими /52/. На Балтийском щите выделяется местами даже два слоя с "диоритовыми" скоростями: нижний с $v_г$ = 6,6 км/сек и верхний с $v_г$ = 6,4 км/сек /37-40 и др./. Характерно, что на щитах описываемый слой нередко выходит на земную поверхность или непосредственно под платформенный чехол. В Предкавказье выделяется один, а на Большом Кавказе даже два или три слоя с резко преобладающими граничными скоростями от 6,2 до 6,6 км/сек /29/. Картина здесь осложняется тем, что авторами в единые поверхности объединены протяженные участки, отличные по своим скоростным характеристикам и отвечающие различным крупным структурным элементам.

В Закавказье слой, соответствующий диоритовому, видимо, развит лишь спорадически /48/.

Слой с $v_г$ = 6,0-6,6 км/сек, выделен в Западной Сибири на профиле Ханты-Мансийск-Усть-Озерное. Он залегает на слое с $v_{пл}$ = 6,7-7,0 км/сек и часто перекрывается слоем с $v_г$ = 5,2-6,0 км/сек /31/. Мощность его 8-20 км. На юге Западной Сибири по профилю Каргат-Овечкино слой с $v_г$ = 6,0 км/сек глубже 13 км подстилается слоем с $v_г$ = 6,3-6,4 км/сек, который на глубине 27-28 км сменяется породами с $v_г$ = 6,8-7,2 км/сек /30, 73/.

Описываемый слой известен в пределах Туранской плиты /17, 18, 19, 61/, на Урале /27,76/, в Центральном Казахстане /56, 74 и др./. В Центральном Казахстане слой с $v_г$ = 6,0-6,6 км фик-

сируется практически на всех профилях ГСЗ. Так, в Джезказганской впадине под слоем со скоростью 6,0 км/сек залегают породы с $v_г$ от 6,2 до 6,5 км/сек, перекрывающие слой с $v_г$ = 6,7- 7,2 км/сек. Кровля их залегает на глубинах 5-12 км, подошва - 15-23 км /57, 74/. На Каражальском профиле ниже слоя с $v_{пл}$ = 5,8 км/сек на глубинах от 3 до 10 км отмечаются одна или две поверхности с $v_г$ = 6,0-6,4 км/сек /58/. Ограниченный ими сверху слой на глубине 18-26 км подстилается слоем с $v_г$ = 6,5-6,6 км/сек, который, судя по сопоставлению с геолого-геофизическими данными, представляет собой базальтовый слой, скоростные параметры которого, вероятно, несколько занижены.

На профиле Темир-Тау-Балхаш слой с $v_г$ = 6,3-6,4 км/сек залегает в 5-12 км ниже земной поверхности, под породами с $v_{пл}$ = 5,8 км/сек. Под ним, на глубине 19-27 км, выделяется слой с $v_г$ = 6,8-6,9 км/сек /57/. На профиле Темир-Тау-Петропавловск кровля аналогичного слоя характеризуется $v_г$ =6,5 км/сек (глубина до него 3-12 км), а подошва его отмечается не повсеместно /2,3/. В Тенизской впадине и на юго-западном склоне Улутауского поднятия, по-видимому, в верхней части земной коры существует два слоя, соответствующих по сейсмической характеристике диоритовому слою: один с $v_г$ = 6,5 км/сек, другой - с более низкой /79/. Последний местами выходит на поверхность.

Судя по данным метода обменных волн землетрясений, слой, соответствующий диоритовому, развит и на Алтае, где кровля его залегает на глубинах от 3 до 10 км /12/.

По данным ГСЗ, в Прибайкалье под слоем с $v_г$ = 5,2 км/сек, на глубине около 4 км залегает слой мощностью 10-12 км, по положению в разрезе точно соответствующий выделенному здесь нами ранее диоритовому слою.

Слой со скоростными характеристиками диоритового слоя обнаружен в земной коре многих районов мира. Синтез данных о строении земной коры в Центральной Европе и Альпах во многих случаях выявляет даже два слоя с "диоритовыми" скоростями, верхний с v = 6,1±0,1 км/сек, и нижний с v = 6,5-5,6 км/сек /48/.Ниже, до границы Мохоровичича, прослеживается слой со скоростью 7,1 км/сек. Сходный разрез имеет кора и во многих районах Центральной Европы. Недавние работы в области Рейнского грабена показывают, что в одних случаях выделяется слой с v = 6,1 км/сек,

прослеживаемый чуть не от самой земной поверхности /95/ до глубины в 20 км, в других намечается 2 слоя с v = 6,1–6,5 км/сек и общей мощностью от 5 до 15 км /97/. По наиболее вероятной скоростной модели земной коры для центральной части Западной Германии /89/ слой с v = 6,1–6,3 км/сек, ограниченный сверху слоями с v = 5,5 и 5,9 км/сек, а снизу – с v = 6,7 км/сек, представляет наиболее существенный элемент разреза. В Венгерской впадине на глубине от 3,5 до 10 км под слоем с v=5,5км/сек залегает слой с v = 6,1 км/сек, подстилаемый на глубине около 20 км слоем с v=6,85км/сек /41,96/. Подошва слоя с v = 6,1 км/сек прослеживается не повсеместно.

В Финляндии исследованиями последних лет установлено наличие под породами с v = 2,72–2,96 км/сек границы с v = 6,0–6,2 км/сек и ещё глубже – поверхности с v = 6,37–6,9 км/сек /53/. Последняя принимается за границу Конрада, но лишь в 40% случаев скорость на ней соответствует скорости в базальтовом слое (6,70 –6,90 км/сек). Не исключено поэтому, что в неё объединены разнородные поверхности и что на большой площади "базальтовый" слой финских геофизиков в действительности является нижним диоритовым, залегающим непосредственно на мантии.

Как следует из описания, приведенного в книге /48/, слой с v=6,0-6,6км/сек отмечается во всех районах Запада США и в Канаде. Вновь появившиеся материалы подтверждают это. Некоторое изменение претерпел разрез земной коры лишь по профилю Эврика–Бойз, пересекающий провинции Бассейнов и Хребтов и западную часть долины реки Снейк. В последнем варианте интерпретации Д.Хилл и Л. Пакизер /92, 93/ придали слоям строго определенные значения скоростей: 6,0 и 6,7 км/сек вместо указывавшегося ранее ими широкого интервала скоростей, в котором преобладали величины, промежуточные между указанными. Очевидно, это некоторое загрубление, с учетом которого слои с названными скоростями (по крайней мере, их значительная часть) могут рассматриваться как диоритовые.

Выводы о широком развитии слоя со скоростями 6,0–6,6 км/сек находят подтверждения в работах по восточной части Северо-Американского континента. Так, на восточном побережье Канады и в Аппалачах слой с v = 6,1–6,3 км/сек залегает то непосредственно на мантии с v = 8,0–8,5 км/сек, то на слое с v = 7,2–7,5 км/сек. В Аппалачах он перекрывается слоем с v=5,2–5,5км/сек, а на

Канадском щите выходит на земную поверхность /85, 87/. Описываемый слой разделенный на два со скоростями 6,I и 6,4 км/сек,выделяется в бассейне р. Миссисипи западнее Мемфиса /94/, где он залегает на слое с υ = 7,3 км/сек и перекрывается породами с υ =5,8 км/сек, в штате Монтана,где он характеризуется υ=6,2-6,3 км/сек и заключен между слоями с υ = 5,0-5,9 км/сек и υ = 6,8 км/сек /80/, возможно, в области гравитационного максимума Мидконтинента к юго-западу от озера Верхнего /84/. Западнее гравитационного максимума описывается иной разрез земной коры:здесь под слоем с υ=5,5км/сек мощностью около I5км зафиксирован слой с υ= 7,2км/сек/I0I/.Непосредственно на продолжении этих двух профилей под оз.Верхним на мантии залегает слой с υ=6,8км/сек,выше которого следуют породы с υ=4,8-6,I5км/сек/I02/.В общем значительное развитие аналогов диоритового слоя в районе оз.Верхнее подвергается сомнению. Вероятно , нет их к югу от Аппалачей,где на профиле Оксфорд-Новый Орлеан слои с υ=4,9-6,Окм/сек подстилаются породами с υ=6,9км/сек/I03/и в некоторых районах Аляски/90/.

Японские исследователи вследствие малой детальности работ публикуют обычно по несколько вариантов строения земной коры, однако, ни один вариант не обходится без выделения на нем слоя или даже двух слоев с υ = 6,I км/сек и 6,4-6,6 км/сек /9I, I00/. Кстати, слой с подобными скоростями, относимый авторами к базальтовому, обычен и в районе Курильской дуги /28/.

В юго-восточной Австралии, как и к востоку от неё /48/,земная кора характеризуется явно "диоритовыми" скоростями: 6,04 км/сек-"гранитный" слой и 6,63 км/сек - "базальтовый" /83/.

Таким образом, приведенные примеры свидетельствуют об очень широком распространении промежуточного слоя, описываемого нами под названием диоритового. Легче перечислить случаи, когда он не обнаружен при сейсмических исследованиях, чем случаи его выделения. Этот слой залегает то на слое с типичными для базальтового слоя скоростями, то непосредственно на мантии. Выше него располагаются либо пестрые по своим физическим характеристикам комплексы вулканогенно-осадочного, либо более однородные массы гранитного слоя. В областях глубоко эродированных древних структур он выходит на земную поверхность. Описываемый слой в большинстве случаев входит в состав сейсмического "гранитного" слоя, но там, где отсутствует типичный базальтовый слой, он выступает в роли последнего.

Несмотря на широкое развитие в земной коре, промежуточный слой не является ни однородным, ни повсеместно развитым. Он различается по физическим параметрам от района к району, иногда разделяясь на два, а то и на три слоя. Местами он, подобно другим слоям, выклинивается, или развит спорадически, как это имеет место в Закавказье, в районе оз. Верхнего (Северная Америка) и некоторых других местах. Сейсмические данные по континентальной земной коре, несмотря на их неравноценность, определенно указывают на то, что слой с v_p = 6,0-6,6 км/сек является одним из основных слоев земной коры и выделение его столь же правомерно, как базальтового и гранитного слоев. О правомерности его выделения и возможности прослеживания свидетельствует хотя бы тот факт, что в ряде районов южного горного обрамления Сибири он первоначально был выявлен и изучен геолого-геофизическим методом, а затем подтвержден глубинными сейсмическими исследованиями (на Тенизском, Каражальском, Байкальском и др. профилях).

Не вдаваясь в анализ сейсмических материалов о строении океанической коры, отметим, что т.н. "базальтовый" слой океанов часто характеризуется скоростями упругих волн, более подходящими для пород среднего состава: 6,5-6,7 км/сек /4,6,8, 98 и многие другие). Не исключено, однако, что в океанической коре такие низкие скорости связаны не с особенностями состава слоя, а со спецификой условий его существования.

б) Гравиметрические данные

Аномальное гравитационное поле складчатых областей разлагается обычно на ряд составляющих, которые, независимо от особенностей интерпретации и способа выделения самих составляющих, приводят к необходимости признания в земной коре либо наличия неровных поверхностей раздела, либо плотностных неоднородностей, располагающихся на разных глубинах /47/. Расчетные глубины до площадок, объединяемых в эти поверхности, или неоднородностей образуют несколько ярусов. Ярусное распределение плотностных неоднородностей в земной коре было установлено нами геолого-геофизическим методом, а затем более наглядно показано чисто формальным способом, путем статистической обработки материалов расчетов глубин по аномалиям силы тяжести, А.П. Андреевым и другими

/I/ на территории Центрального Казахстана.Оно было подтверждено в дальнейшем работами на Алтае, в Кузнецком Алатау, Восточном и Западном Саяне. При этом неоднородности верхних ярусов изменяют свою глубину, выклиниваются, приближаются к земной поверхности, давая тем самым возможность установления их связи с геологическими объектами.

В аномальном гравитационном поле территории Центрального Казахстана, Алтае-Саянской области, Прибайкалья и Забайкалья, если отбросить аномалии высших порядков, связанные с неоднородностями приповерхностных частей вулканогенно-осадочного слоя, выделяется, как правило, три составляющих. Им, в совокупности с наблюденной кривой, соответствует четыре яруса расчетных площадок (неоднородностей)[x]. Результаты вычисления глубин по аномалиям, которые определенно могут 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, до 2-8 км прослеживаются контакты гранитных массивов с вмещающими породами. На глубинах I-5, 4-I0 и даже до I5-I6 км, в зависимости от тектонической зональности, располагаются площадки 2-го яруса. На глубинах 8-I5 км в одних районах, I6-26 км - в других намечается третий ярус расчетных площадок. Глубина четвертого берется из сейсмических данных или находится по корреляционным зависимостям между мощностью коры по ГСЗ и интенсивностью аномалий Буге.

В пределах одной тектонической зоны каждый ярус площадок отделен от другого достаточно широкой полосой пространства лишенного их, а в пределах одного яруса глубины изменяются от точки к точке закономерно, как бы следуя некоторым неровным поверхностям. В районах глубоко эродированных древних складчатых сооружений такие поверхности и заключенные между ними слои сохраняются лишь спорадически и кора становится 3-х и даже 2-х слойной.

Расчеты глубин до подгранитной поверхности почти всегда указывают на некоторую удаленность её от кровли гранитов. Отсюда следует реальность существования в верхней части земной коры

x) В дальнейшем для краткости будут называться только поверхности.

двух поверхностей или двух уровней площадок, которые нередко, из-за малых разрывов между площадками, на значительных территориях не могут интерпретироваться иначе, как части сплошных поверхностей. При наблюдаемых соотношениях пространство между площадками верхних двух ярусов трудно заполнить чем-либо иным, кроме пород пониженной плотности по отношению к вмещающим породам, т.е. вероятнее всего гранитами и метаморфизованными до степени гранитизации породами. Но в таком случае и в промежутках между расчетными площадками неизбежно наличие поверхностей, отделяющих граниты или сходные с ними по плотности породы от выше и ниже лежащих толщ.

Таким образом, второй ярус глубин представляет собой подошву собственно гранитного слоя. Положение же третьего яруса глубин, при сопоставлении с данными ГСЗ, явно указывают на его отношение к кровле базальтового слоя. Следовательно, выявляется слой в земной коре, залегающий между собственно гранитным и базальтовым. Этот слой несомненно, имеет избыточную по отношению к гранитам плотность, поскольку крупные скопления дислоцированных и метаморфизованных или интрузивных пород с плотностью более низкой (на 0,10-0.15 г/см^3), чем у гранитов, в условиях изученных складчатых областей практически невозможны. Расчеты плотности пород слоя по аномалиям силы тяжести дают величины порядка 2,8 г/см^3, характерные для изверженных пород среднего состава.

Поверхность, ограничивающая описываемый слой от гранитного, является секущей по отношению к складчатой структуре вмещающих граниты вулканогенно-осадочных толщ.

В настоящее время во всех районах исследованной территории, по которым имеются достаточно детальные гравиметрические данные, наличие слоя, промежуточного между собственно гранитным и базальтовым, можно считать установленным, как установлено и выклинивание его на отдельных участках /45/.

Расчеты гравитационных аномалий нередко приводят к необходимости принятия повышенных значений плотности для отдельных выступов диоритового слоя или для всего слоя в пределах тектонических зон (Обь-Зайсанской, Восточно-Саянской и др.). Например, для Казахстана, как уже отмечалось, получено значение плотности слоя до 2,80 г/см^3, на Алтае - 2,75-2,78 г/см^3. В Кузнецком

Алатау, Западном Саяне и Туве средняя плотность выступов диоритового слоя иногда повышается до 2,90 г/см^3 и даже более, что обусловлено насыщенностью их интрузивами основного и ультраосновного состава.

Возможный состав промежуточного слоя

О составе того или иного "геофизического" слоя земной коры можно судить либо по сопоставлению установленных при глубинных сейсмических работах величин скоростей и вычисленных значений плотности горных пород с определенными лабораторным путем по образцам горных пород величинами скоростей и плотностей, либо по составу пород в местах выхода слоя на земную поверхность. Косвенные сведения о составе глубин без твердой привязки к определенному слою земной коры или мантии дают также экспериментальная минералогия и петрология, петрография и т.д. Наименование "диоритовый" ("андезитовый") давалось промежуточному слою исследователями, исходя из физических характеристик, которые по лабораторным данным соответствуют интрузивным породам среднего состава, и в согласии с традицией называть слой земной коры по наименованию соответствующих по физическим свойствам магматических пород. Название это казалось тем более подходящим, что на участках выхода слоя на земную поверхность широкое развитие получают породы от гранодиоритов и кварцевых диоритов до габбро - диоритов или близкие к ним по химическому составу метаморфические образования. Некоторые исследователи, например, Е.Бедерке /81/, основываясь на данных о распространении на земной поверхности изверженных пород различной основности, предпочитали называть слой "гранодиоритовым", несмотря на физические характеристики, более свойственные диоритовым. Многие авторы вообще избегают конкретизации наименования рассматриваемого слоя /10, 11, 55 и др./, называя его "вторым гранитным слоем", "промежуточным слоем" и т.п. В последнее же время некоторые исследователи изыскивают термины, которые как можно точнее отражали бы предполагаемый состав слоев или составляющих их комплексов /4, 6 и др./, например, диоритовому слою соответствуют "гранито-гнейсовый и гранулито-гнейсовый комплексы" в терминологии Н.А. Беляевского, А.А. Борисова и И.С. Вольвовского.

Материалы изучения физических свойств горных пород в широком диапазоне давлений и температур, в различных условиях влагонасыщения /13, 14, 24, 35, 82 и др./ указывают на соответствие скоростей и плотностей промежуточного слоя соответствующим параметрам магматических пород среднего состава, некоторых кристаллических сланцев и реже – осадочных пород – преимущественно карбонатных. Анализ материалов определения скоростей продольных волн в горных породах западной части Центрального Казахстана, любезно предоставленных автору А.К. Курскеевым, приводит к заключению, что во всех случаях, когда данные позволяют судить о химическом составе пород, метаморфические образования оказываются близки по своему химизму к магматическим породам среднего состава. Существенно, что и осадочные породы с "промежуточными" скоростями, как правило, характеризуются значительным содержанием тех химических компонент, которые составляют специфику основных и средних изверженных пород. Таким образом, петрофизические данные, не давая ясного представления о петрографическом составе пород промежуточного слоя, достаточно определенно свидетельствуют о близости их усредненного химического состава к составу средних магматических пород. В полном согласии с этим находится, например, вывод о соответствии "гранитного" слоя сейсмиков в центральном Казахстане по физическим свойствам к породам среднего состава /35, 42 и др./. Состав слоя, судя по непостоянству скоростей сейсмических волн, не одинаков в разных районах.

По сейсмическим данным слой со скоростями, характерными для пород среднего состава, выступает на земной поверхности или под маломощным чехлом в некоторых районах Канадского, Украинского, Балтийского щитов, вероятно, в Японии. Однако, судить о составе слоя по выступающим здесь породам очень трудно по ряду причин. Главной из них является значительный, как правило, схематизм сейсмических построений, касающихся приповерхностной части земной коры в складчатых областях. В результате этого на отрезке профиля с определенной средней величиной скоростей могут обнажаться породы, относящиеся к различным слоям. При этом маломощные останцы верхнего слоя окажутся отнесенными к нижележащему. Кроме того, величины сейсмических скоростей, полученные для приповерхностных зон земной коры рискованно сопоставлять с

обнажающимися здесь породами ещё и потому, что согласно многочисленным экспериментальным данным, они могут быть сильно занижены, если породы недостаточно водонасыщены. Примеры тому наблюдаются в районе Коростеньского плутона на Украине, где в массиве габбро и габбро-лабрадоритов зафиксированы скорости от 6,8 до 6,4 км/сек /68/, а также в районе оз. Верхнего в Америке, где на участке развития габбро v = 6,I5 км/сек /I02/.

Не исключено, что указанными причинами обусловлен тот факт, что в районе со скоростями сейсмических волн 6,I-6,6 км/сек у земной поверхности, как правило, наблюдаются выходы весьма пестрых по составу метаморфических толщ и интрузивных комплексов. На Канадском щите это преимущественно гнейсы, кристаллические сланцы, метавулканиты кеноранского и гудзонского комплексов с возрастом более I640 млн. лет, обильно интрудированные гнейсогранитами и гранитами /69/. Гнейсограниты и граниты занимают более 80%, а в Манитобе даже 98% площади Канадского щита /5I/. Средний состав докембрийских пород Канады по А.Полдерварту /54/ характеризуется высокой основностью. По содержанию кремнезема (63,9%) они соответствуют породам среднего состава.

На Украинском щите скоростями диоритового слоя близ земной поверхности отмечаются также разнообразные по возрасту и составу породы. Это и гнейсы подольской и криворожской групп, гнейсы, кристаллические сланцы, метабазиты, кварциты, вулканиты криворожской группы и разнообразные интрузивные образования, в частности, габроиды и рапакиви коростеньского комплекса /62/. Тесная ассоциация гранитов рапакиви с основными породами и их минералогические особенности /34/ позволяют думать, что эти граниты на небольшой глубине могут замещаться последними, что и предопределило их попадение в зону "диоритовых" скоростей.

На Балтийском щите скоростями 5,4-6,2 отмечен слой, на земной поверхности представленный чуть не всеми комплексами докембрийских пород, известными в Карелии и на Кольском полуострове /77/, но там, где детальность сейсмических данных позволяет, можно видеть приуроченность повышенных скоростей к участкам развития метаморфических толщ, насыщенных породами спилито-кератофировой формации и интрузиями среднего и основного состава.

В общем детальность сейсмических исследований в пределах районов с хорошей обнаженностью древних пород ещё настолько

низка, что, как правило, совершенно одинаковые комплексы пород наблюдаются и там, где скорости сейсмических волн типично "гранитные", и там, где они "диоритовые". Но как бы то ни было, до более детальных исследований нельзя не считаться с тем фактом, что метаморфические породы являются почти обязательными на участках с "диоритовыми" скоростями. При этом там, где метаморфические породы имеют средний состав, близкий по содержанию SiO_2 к диоритовому, скорости 6,1-6,6 км/сек близ земной поверхности представляют собой явление достаточно частое, там же, где они более кислы, такие скорости редки.

Таким образом, геологические данные по районам, в которых надбазальтовая часть земной коры изучена сейсмическими методами более детально, не противоречат, а скорее подтверждают возможность существования слоя, близкого по химизму слагающих его пород к изверженным породам среднего состава. Они указывают также на возможный комплекс пород, его слагающих: преобладающими среди них могут быть магматические породы от гранодиоритов до габбро-диоритов, а также гнейсы и кристаллические сланцы, близкие по своему химическому или даже минералогическому составу к средним магматическим породам. Менее детальные исследования, не давая определенных сведений для суждения о составе каждого из слоев надбазальтовой части земной коры, все же приводят к заключению о большей основности т.н. сейсмического "гранитного" слоя там, где отмечены скорости упругих волн, присущие породам среднего состава.

Более определенные данные о составе слоя получены по районам, изученным геолого-геофизическим методом. Так, в Центральном Казахстане и на Алтае выходы слоя представлены породами от гранодиоритов до габбро, с преобладанием кварцевых диоритов и диоритов. В Забайкалье в местах приближения слоя к земной поверхности развиты кристаллические сланцы, интрудированные породами среднего и основного состава, в Восточном Саяне - гнейсы и кристаллические сланцы /46/. В Западном Саяне, как следует из материалов наших работ 1967-1968 гг., описываемый слой в местах выхода его на поверхность сложен либо докембрийскими кристаллическими сланцами (в Джебашском горсте), либо интрузивными породами среднего состава (в северном крыле Западно-Саянского синклинория). В Куртушибинском антиклинории и ряде районов Восточ-

ной Тувы, в Кузнецком Алатау на участках выхода слоя на поверхность резко преобладают породы от гранодиоритов до габбро- диоритов (реже габбро), часто ассоциирующиеся с более древними интрузиями ультраосновных пород и доверхнекембрийскими спилито-кератофировыми образованиями, не прослеживающимися на большую глубину. При этом массивы плотных пород обычно расширяются с глубиной по сравнению с выходами их на земной поверхности. Тела основных и ультраосновных пород, обладая повышенной плотностью, образуют специфические локальные аномалии, выделяющиеся на фоне крупных аномалий, обусловленных главной массой пород в общем среднего состава. Они образуют в последних как бы крупные вкрапления.

Итак, из материалов по южному горному обрамлению Сибири следует, что слой, заключенный между собственно гранитным и базальтовым слоями, сложен, по крайней мере в местах его выхода на земную поверхность, в одних случаях интрузивными породами от гранодиоритов до габбро-диоритов, в других метаморфическими породами: разнообразными кристаллическими сланцами (кварц-хлоритовыми, кварц-хлорит-карбонатными), биотитовыми, биотит-амфиболовыми и гранат-биотитовыми гнейсами среднего состава, реже амфиболовыми сланцами и амфиболитами. Метаморфические породы по плотности, а часто, видимо, и по химическому составу близки к породам среднего состава.

Таким образом, по составу горных пород в районах выхода на земную поверхность промежуточного слоя, можно полагать, что этот слой сложен преимущественно магматическими и метаморфическими образованиями, по своему химизму близкими к породам среднего состава. Сообразно с наименованием их наиболее представительного члена - диорита и не зная действительных соотношений магматических и метаморфических пород в слое, рационально назвать его "диоритовым", не прибегая к более сложным, хотя, возможно, и более верно передающим его геологическое содержание, терминологическим конструкциям. Это название, как было показано выше, вполне согласуется и с физическими характеристиками слоя. Вряд ли есть необходимость подчеркивать, что термин "диоритовый" в отношении петрографического состава слоя в такой же мере условный, как термины "гранитный" и "базальтовый". Будучи однотипным с двумя последними терминами, он, подобно им, менее пре-

тенциозен, чем термины типа "гранито-гнейсовый", "гранито-метаморфический" и др. Кстати, конструирование для диоритового слоя термина, который бы отражал наличие в нем метаморфических пород, весьма затруднено тем, что современная классификация последних построена на основе фаций метаморфизма, в результате чего в одну группу могут попасть различные по составу породы /26, стр. 27/. Так, среди гнейсов и пород любой из фаций: зеленых сланцев, амфиболитовой, гранулитовой и других - встречаются породы по химическому, а подчас и минералогическому составу, отвечающие как кислым, так и средним и основным магматическим породам. Именно поэтому, говоря о метаморфических образованиях в диоритовом слое, мы не упоминали, в каких фациях метаморфизма они представлены. На изученной нами территории на участках выхода на земную поверхность диоритового слоя или неотделимых от него пород вулканогенно-осадочного слоя встречаются метаморфические породы в фациях от зеленых сланцев до дистеновых гнейсов и сланцев включительно (фации I-УI по Н.Л. Добрецову и др., /23/).

Для решения многих задач геологии существенное значение имеет не только химический состав горных пород, слагающих земную кору и её слои, но и их генезис. Поэтому недостаточно заключения о том, что диоритовый слой сложен магматическими и метаморфическими породами. Важно установить, какие из них являются преобладающими в слое. С этой точки зрения представляют интерес соотношения поверхностей слоев коры с тектонической структурой стратифицированных толщ.

Многочисленные факты показывают, что как сейсмические границы, так и поверхности, построенные геолого-геофизическим методом, в надбазальтовой части коры являются секущими по отношению к вышележащим складчатым комплексам /36, 46, 59, 99 и др./. При этом кровля диоритового слоя нередко представляется достаточно резкой поверхностью, а не зоной постепенного перехода. Следовательно, кровля слоя, во-первых, не может рассматриваться как стратиграфическая граница, во-вторых, она часто не отвечает разделу метаморфического происхождения, поскольку между метаморфическими зонами, по Н.Г. Судовикову /72/, обычно наблюдается постепенный переход, а породы, за счет которых мог образоваться слой, мало благоприятны для метаморфической дифференциации. Более вероятно, что она является интрузивной, так как для инт-

рузивных пород не обязательно подчинение стратиграфическим границам и положение их кровли контролируется, очевидно, геоизотермами в период образования магматического расплава и тепловыми свойствами горных пород. Этот вывод может быть проверен далеко не всегда и потому наиболее верно допущение, что в одних районах слой слагают породы преимущественно интрузивные (Центральный Казахстан, Алтай), в других - метаморфические (Западный Саян, Кольский полуостров и др.).

О возможном преимущественно магматогенном составе диоритового слоя в некоторых районах свидетельствуют и геологические факты, отмеченные нами ранее /46/.

Как уже отмечалось, против признания существования диоритового слоя обычно выдвигается одно возражение, основанное на малом распространении диоритов на земной поверхности. При данном выше толковании содержания термина "диоритовый слой", это возражение уже не имеет существенного значения, тем не менее оно заслуживает того, чтобы на нем остановиться подробнее. Это тем более необходимо, что породы группы диорита в местах выхода на поверхность диоритового слоя все же составляют главную массу пород. И, кроме того, если наличие широкой зоны перехода между метаморфическими комплексами является правилом, то вопрос о преобладающей роли магматических пород в диоритовом слое не может быть обойден. Конечно, и в этом случае породы группы диоритов могут занимать в слое подчиненную роль, но все же большую, чем можно было бы предполагать на основании статистических данных о распределении их на земной поверхности. Статистические данные по ряду причин /46/ являются весьма шатким основанием для суждения о глубинах Земли. Распространенность горных пород на поверхности может определяться не только их развитием на глубине, но и механизмом образования их и транспортировки в земной коре, особенностями физико-химической обстановки на разных уровнях и т.д. Её истолкование должно производиться с учетом прочих геологических данных. Например, среднего состава породы, подобно основным, представлены главным образом эффузивными образованиями. Излияние средних лав приурочено к орогенным поднятиям и к островным дугам /9, 34, 20 и др./. В эффузивных, как и в интрузивных, сериях появление их предваряет кислый магматизм, а в дайковых - замыкает его. Такая последовательность событий может быть объяснена следующим образом. При движении фронта прогрева-

ния и сквозьмагматических растворов снизу первыми плавятся породы диоритового слоя. Слабо отличаясь по плотности от кислых пород и становясь более легкими при нагревании они изливаются преимущественно в виде андезитовых лав. Дальнейшее поднятие фронта плавления захватывает собственно гранитный слой, что затрудняет расплаву среднего состава продвижение вверх и создает благоприятную обстановку для образования лав соответствующих по составу гранодиоритам, граносиенитам и т.п. и широко распространенных среди эффузивов порфировой формации. Остывание очагов в пределах гранитного слоя сопровождается появлением трещин в последнем, в которые проникает снизу "диоритовый" расплав, застывая в виде даек. Возможность подобной последовательности магматических проявлений была установлена ранее путем геотермических расчетов А.А. Смысловым /64/.

Нетрудно видеть, что при таком механизме, предполагающем палингенный характер средних и кислых магм неизбежно более высокое положение кислых интрузий относительно средних и,как следствие этого, широкая распространенность на земной поверхности первых по сравнению с последними.

Первоначально петрологи отрицали возможность наличия значительных масс диоритов и утверждали, что слой, названный геофизиками диоритовым имеет скорее всего гранодиоритовый состав /81/.Однако, уже у А. Полдерварта /54/ находим на схеме строения земной коры слой диоритов. Недавно к выводу о возможности существования в земной коре огромных масс диоритов пришел Ю.А.Кузнецов. По его мнению/33/ "пульсационный характер магматического процесса, напоминающий эксперименты с зонной плавкой, приводит к мысли о возможности образования преимущественно на поздних этапах жизни подвижной области и только в её пределах, на границе между осадочно-метаморфической (гранитной) и базальто - вой оболочками, промежуточного андезитового (или диоритового) слоя более или менее постоянного состава. При этом более поздние существенно андезитовые и диорит-гранодиоритовые геоантиклинальные формации могут быть продуктами магм, возникающих при плавлении этого промежуточного слоя".

Представление о широком развитии в земной коре пород промежуточного химического состава (андезитов или диоритов) и существенной их роли для процессов,протекающих в коре и мантии, в

последнее время развивают А.Э.Рингвуд, Д.Х.Грин и Т.Х.Грин /2I, 22,60/ и хотя механизм образования андезитовой магмы, предложенный А.Рингвудом подвергается критике, его положение о существовании самой этой магмы не оспаривается /I5/.

В настоящее время проблема диоритовой (андезитовой) магмы привлекла внимание многих геологов и петрологов. Многими уже отвергается её гибридный характер.Обсуждаются её источники. Судя по сообщению Г.С. Горшкова /20/, а также по упоминавшимся работам А.Э.Рингвуда и Т.Х. Грина, большинством геологов, петрологов, геохимиков разделяется представление о подкоровом происхождении диоритовой магмы, развивавшееся ранее Дж.Вильсоном /I04/ и до некоторой степени Э.Эгьедом /86/. Исходя из этого представления, легко объяснить концентрацию диоритового материала в островных дугах, в зонах крупнейших глубинных разломов типа Монголо-Охотского или Иртышской зоны смятия. Но одной лишь концепцией подкоровых диоритов (андезитов) вряд ли можно объяснить закономерные зависимости распределения диоритового слоя от характера и возраста геосинклинальных структур, описанные ранее нами /46/ и недавно подтвержденные В.Б.Соллогубом /66/.

Представляется, что приведенные данные вполне допускают наличие в диоритовом слое значительного количества магматического материала среднего состава.

О необходимости выделения диоритового слоя

Одним из главных приемов геологических исследований является расчленение объекта или какого-либо тесно взаимосвязанного множества объектов на его составляющие с целью отыскания как можно большего числа присущих им признаков, могущих быть использованными для решения ряда задач: корреляции стратиграфических разрезов и комплексов магматических пород, их классификации и т.д. Известно, какую роль играют в геологии работы по расчленению стратиграфических разрезов, интрузивных комплексов,тектонических нарушений. Детальность расчленения во многом определяет эффективность и надежность дальнейших, разнообразных по широте, глубине и практической значимости построений.

Одной из важнейших задач глубинных исследований, как было подчеркнуто во многих докладах Международного совещания экспер-

тов по взрывной сейсмологии (Ленинград, 1968), является получение сопоставимых данных по строению земной коры, обеспечивающих возможность сравнительного изучения коры различных регионов Земли. Отсюда вытекает необходимость более дробного расчленения земной коры по возможно большему числу физических параметров. К сожалению, наличные материалы дают возможность расчленения коры в основном лишь по скоростным и плотностным характеристикам слоев, по особенностям кинематики сейсмических волн, да и то на основании данных, весьма неоднородных по детальности и качеству. Динамические характеристики волн, явление анизотропии скоростей, более совершенные, но очень трудоемкие приемы регистрации и интерпретации волновой картины пока являются, за редким исключением, достоянием опытов и обычной неглубинной сейсморазведки. Естественно, детальное изучение глубинных разрезов земной коры будет не менее трудным и кропотливым, чем было создание современной стратиграфической шкалы. Вряд ли оно может обойтись без схематичных или неоднозначных решений, без пробелов и даже прямых ошибок. Однако, это не может явиться основанием для отказа от разработки более дробных схем расчленения коры, чем та, которая была введена в геологию несколько десятилетий назад.

Разделение "гранитного слоя" сейсмологов на вулканогенно - осадочный, собственно гранитный и диоритовый явилось результатом геологического истолкования гравиметрических данных. Работа с более простой моделью вынуждает относить аномальную компоненту, отвечающую диоритовому слою, к другим компонентам, что существенно повышает погрешность определения глубин и мощностей слоев земной коры. Схематизмом использованной модели коры, по-видимому, в значительной мере объясняются часто отмечающиеся расхождения по сейсмическим и гравиметрическим данным. Для практики интерпретации аномалий силы тяжести выделение диоритового слоя, как и других слоев надбазальтовой части земной коры, является насущной необходимостью, поскольку оно уменьшает схематизм построений и повышает точность расчетов.

Собственно гранитный и диоритовый слои находятся в неодинаковых, неоднотипных соотношениях друг с другом в разных районах. Характер этих соотношений находит объяснение в особенностях геологического строения и развития соответствующих участков земной коры. Устанавливаются закономерные зависимости между мощностью названных слоев, с одной стороны, различного типа струк-

турными и структурно-генетическими элементами коры - с другой. Эти зависимости представляются ключем к расшифровке механизма, режима и истории формирования слоев земной коры /5,46,49,75 и др.). При объединении диоритового и гранитного слоев в один слой многие зависимости либо затушевываются, либо совсем исчезают. Исчезает и значительная часть информации о прошлом земной коры.

Глубинное строение земной коры находится в сложных соотношениях с современным рельефом земной поверхности, отражающим в основных чертах характер неоген-четвертичной структуры. Элементы рельефа и новейшей структуры часто проявляются наличием особенностей изостатически-компенсационного характера не только у коры в целом, но и у её слоев, в том числе у диоритового слоя. Без выделения слоев в надбазальтовой части земной коры сложная система изостатических явлений в коре не может быть изучена и расшифрована достаточно удовлетворительно.

Анализ материалов по Алтае-Саянской области приводит к заключению, что размещение эндогенных месторождений ряда металлов проявляет корреляционную зависимость от особенностей строения земной коры и особенно её надбазальтовой части. Так, металлогенические провинции находят четкое отражение в распределении глубин базальтового слоя (мощности надбазальтовой части коры), а металлогенические зоны - в особенностях распределения и в соотношениях мощностей гранитного и диоритового слоев. Например, локальные утолщения гранитного слоя обусловливают сиалический характер оруденения. Но если им сопутствует большая мощность диоритового слоя нормальной плотности, оруденение имеет фемическо-сиалический профиль. По мере уменьшения доли гранитного слоя в разрезе коры при сохранении большой мощности диоритового слоя рудная минерализация все более уклоняется по химизму в сторону сиалическо-фемической. При уменьшении мощности диоритового слоя и сильном утонении или полном выклинивании гранитного, а также при увеличении плотности первого из слоев, оруденение становится более "основным", вплоть до фемического /50/.

Нетрудно видеть, что разделение сейсмического "гранитного слоя" на гранитный и диоритовый приближает глубинные исследования земной коры к решению практических задач, в частности, задачи поисков рудных районов, рудных полей и зон, в то же время как исследования по двухслойной модели "консолидированной" коры

в лучшем случае помогут лишь очертить металлогенические провинции, по существу уже давно выделенные. Таким образом, расчленение надбазальтовой части земной коры и, в частности, выделение диоритового слоя резко расширяет возможности глубинных исследований в решении многих геологических задач. Оно диктуется требованиями практики.

З А К Л Ю Ч Е Н И Е

Обширные материалы сейсмических и комплексных геолого-геофизических исследований, выполненных в последние 15–20 лет, показывают, что при надлежащей детальности работ в земной коре, кроме "гранитного" и "базальтового" слоев классической модели, во многих случаях выделяется слой с промежуточными физическими характеристиками. Этот слой обычно рассматривается как составная часть гранитного, а иногда и базальтового слоев. Подобно двум другим слоям земной коры, промежуточный слой не является непрерывным и изменчив по своим физическим свойствам и, вероятно, по химическому составу.

Средний химический состав слоя, судя по его скоростным характеристикам, плотности и составу горных пород в местах выхода его на земную поверхность, близок к составу пород группы диорита, поэтому термин "диоритовый" применим к промежуточному слою в такой же мере, в какой термины "гранитный" и "базальтовый" – к слоям классической модели земной коры. Петрографический состав диоритового слоя разнообразен и, видимо, существенно изменяется от района к району. В одних случаях в нем, вероятно, преобладают интрузивные породы от гранодиоритов до габбро-диоритов, в других – метаморфические: от зеленых сланцев до дистеновых гнейсов. Возможно также присутствие в подчиненных количествах вулканогенных образований, амфиболитов и даже осадочных пород, обычно карбонатных. По соотношениям диоритового слоя с тектонической структурой стратифицированных толщ и характеру контакта между ними намечается преимущественное развитие в слое магматогенных пород.

Выделение диоритового слоя, как и вообще более дробное расчленение земной коры необходимо для решения многих теоретических и практических вопросов геологии. Оно значительно облегчает

сравнительное изучение коры различных регионов Мира, обеспечивает бо́льшую детальность и точность глубинных построений по гравиметрическим данным, расширяет возможности исследования строения, генезиса и развития земной коры и её слоев, а также изостатических явлений в коре, позволяет выявить особенности в строении земной коры, существенные для прогноза поисков месторождений рудных полезных ископаемых и т.д. По отношению ко многим геологическим явлениям, диоритовый слой выступает как особый элемент земной коры, поэтому выделение его в одном ранге с базальтовым и гранитным слоями, а не в качестве лишь подразделения последнего, представляется вполне правомерным.

ЛИТЕРАТУРА

I. Андреев А.П. и др. Глубинное строение земной коры Казахстана и методика её изучения.- Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., 1964, № 4.

2. Антоненко А.Н., Дубровин Г.К. Строение земной коры и верхней мантии Центрального Кащахстана по данным сейсмического зондирования.- Тр. ГИН АН Каз. ССР, т. 21, Алма-Ата, 1967.

3. Антоненко А.Н., Дубровин Г.К., Абдулхаликова М.Опыт применения сейсмических методов исследований на восточном фланге Успенской тектонической зоны.- Сб. "Геофиз. исслед. в Казахстане". Изд-во "Казахстан", Алма-Ата, 1968.

4. Белоусов В.В. О строении и развитии тектоносферы материков.- Сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. 8, "Наука", М., 1967.

5. Беляевский Н.А. Связь геологических структур с глубинным строением земной коры (по сейсмическим данным).- Бюлл. МОИП, отдел геол., 1968, № 2.

6. Беляевский Н.А., Борисов А.А., Больвовский И.С. Глубинное строение территории СССР. - Сов. геол., 1967, № 11.

7. Берри, Майкл Дж. Сейсмические исследования земной коры Канады.- Матер. международного совещания экспертов по взрывной сейсмологии (Ленинград, 1968). Изд-во "Наукова думка", Киев, 1969.

8. Берсенев А.Ф., Ковылин В.М. Некоторые особенности глубинного строения земной коры южной части Японского моря.- Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 4.

9. Богданов А.А., Хаин В.Е. Ассинтская (байкальская) эра тектогенеза и её значение в истории Земли в свете новых данных. В кн. Г.Штилле: "Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли". Изд-во "Мир", М., 1968.

10. Борисов А.А. Морфология поверхности Мохоровичича и её структурное значение.- Сов. геол., 1964., № 4.

11. Борисов А.А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. "Недра", М., 1967.

12, Булин Н.К. и др. Глубинное строение территории Юго-Западного Алтая по сейсмологическим данным.- Сов. геол.,1969,№ 4.

13. Воларович М.П., Балашов Д.Б., Стаховская З.И. Исследование упругих свойств горных пород при высоких давлениях. - Тр. 5-го совещ. по эксперимент. и техн. минер. и петрогр. Изд-во АН СССР, М., 1958.

14. Воларович М.П., Левыкин А.И., Галдин Н.Е. Изучение скоростей продольных волн при давлениях до 20000 кг/см.- Докл. АН СССР, 1964, т. 157, № 6.

15. Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я., Шейнманн Ю.М., Рябинин Ю.Н. Плавление пород известково-щелочной серии при высоких давлениях и температурах при $P_{H_2O} < P_{нагр.}$ (пикрит, оливиновый базальт, толеит, андезито-базальт).- Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 3.

16. Годин Ю.Н. Комплексные региональные геофизические исследования юго-востока Русской платформы.- "Геология нефти", 1958, № 5.

17. Годин Ю.Н. Комплексные геофизические исследования глубинного строения земной коры на примере Закаспия.- Докл. и матер. сов. геологов XX сессии МГК. Матер. по геол. нефти, т. I. Гостоптехиздат, 1958.

18. Годин Ю.Н., Вольвовский Б.С., Вольвовский И.С. Сейсмические исследования земной коры в Бухарском районе Узбекской ССР.- Докл. АН СССР, 1960, т. 134, № 5.

19. Годин Ю.Н., Вольвовский И.С., Рябой В.З. Некоторые результаты использования глубинных отраженных волн при изучении земной коры.- Докл. АН СССР, 1962, т. 146, № 2.

20. Горшков Г.С. Происхождение андезитов (Международная конференция в США) - Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 6.

21. Грин Т.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда.- Сб. "Петрология верхней мантии". "Мир", М., 1968.

22. Грин Т.Х. Экспериментальное исследование генезиса анортозитов при высоких давлениях.- Сб. "Петрология верхней мантии". "Мир", М., 1968.

23. Добрецов Н.Л. и др. Фации регионального метаморфизма СССР. Новосибирск, 1966.

24. Дортман Н.Б., Магид М.Ш. Новые данные о скорости упругих волн в кристаллических породах и её зависимость от влажности.- Сов. геол., 1968, № 5.

25. Егоркин А.В., Строение земной коры на юго-востоке Русской платформы. "Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР", Гостоптехиздат, Л., 1962.

26. Елисеев Н.А. Метаморфизм. Изд-во Лен. ун-та, 1959.

27. Коридалин Е.А. Изучение строения земной коры сейсмическими методами. Изд-во АН СССР, М.,-Л., 1939.

28. Косминская И.П. и др. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого Океана по данным глубинного сейсмического зондирования. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1963, № 1.

29. Краснопевцева Г.В., Матушкин Б.А., Попов А.Б. Геофизические исследования на региональном профиле Волгоград-Нахичевань - Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 12.

30. Крылов С.В., Сурков В.С. и Мишенькина З.Р. Строение земной коры в южной части Западно-Сибирской низменности.- Геол. и геофиз., 1965, № 1.

31. Крылов 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.

32. Крылов С.В. и др. Вопросы методики ГСЗ при изучении континентальных рифтов и первые результаты работ в Байкальской зоне.- Тезисы докладов 2-го Всес. совещ. по изучению земной коры и верхней мантии Земли методами сейсмологии взрывов. М., 1969.

33. Кузнецов Ю.А. Условия образования главных типов магматических формаций подвижных зон.- Геол. и геофиз., 1962, № 10.

34. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. Недра. М., 1964.

35. Курскеев А.К. Экспериментальные исследования скорости упругих волн и плотности горных пород при высоких давлениях в связи с изучением глубинного строения тектонической зоны.- Автореферат кандид. диссерт. Алма-Ата, 1969.

36. Лис Г. Геологические данные о природе дна океанов.- Сб. "Строение земной коры по сейсмическим данным". ИЛ, 1959.

37. Литвиненко И.В. и др. Особенности глубинного сейсмического зондирования на Балтийском щите.- "Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР," Гостоптехиздат. Л., 1962.

38. Литвиненко И.В. Новые сейсмические данные о строении земной коры Балтийского щита. Докл. АН СССР, 149, 1963, № 6.

39. Литвиненко И.В. Сейсмический метод при изучении глубинного строения Балтийского щита.- Зап. ЛГИ., т. XLVI, вып. 2, 1963.

40. Литвиненко И.В. Особенности строения земной коры восточной части Балтийского щита.- "Геологические результаты прикладной геофизики." Докл. сов. геол. XXII сессии МГК. Недра, 1965.

41. Митух Е., Пошгай К. Результаты исследования земной коры на Венгерских участках международных профилей.- Сб. "Геофиз. исслед. строения земной коры юго-восточной Европы". (Верхняя мантия", № 5). "Наука", М., 1967.

42. Моисеенко Ф.С. Некоторые черты глубинного строения Центрального Казахстана и размещения рудных месторождений. Докл.АН СССР, 1959, т. 127, № 5.

43. Моисеенко Ф.С. К вопросу об отражении в гравитационном поле тектонических зон юго-восточной части Центрального Казахстана и их глубинном строении.- Вестник Лен. гос.ун-та, 1961, № 8.

44. Моисеенко Ф.С. К вопросу о морфологии крупных интрузий Центрального Казахстана.- Бюлл. МОИП, отд. геол., 1964, т.39 (4).

45. Моисеенко Ф.С. Строение земной коры южного горного обрамления Сибири.- Сб. "Региональн. геофиз. исслед. в Сибири". "Наука", Сибирское отделение, 1967.

46. Моисеенко Ф.С. Строение и развитие земной коры южного горного обрамления Сибири. Наука, Сибирское отделение, 1969.

47. Моисеенко Ф.С. К обоснованию модели земной коры.- Сб. "Земная кора складчатых областей юга Сибири". "Наука", Сибирское отделение, 1969.

48. Моисеенко Ф.С. Взаимосвязь глубинного и приповерхностного строения земной коры. "Наука", Сибирское отделение, 1971.

49. Моисеенко Ф.С. Корреляционные связи между глубинным и приповерхностным строением земной коры в южном горном обрамлении Сибири и некоторые следствия из них.- Вестник Лен. ун-та. 1970, № 12.

50. Моисеенко Ф.С. Соотношение структурной и металлогенической зональности с глубинным строением земной коры в Алтае-Саянской складчатой области.- Тр. симпозиума по проблеме связи поверхностных структур земной коры с глубинными. Изд-во "Наукова думка". В печати.

51. Нопф А. Батолиты во времени.- Сб. "Земная кора". ИЛ, 1957.

52. Панкратов А.П. и др. Глубинное строение Северо-Каспийской синеклизы и структура Хобдинского максимума.- Сб. "Вопросы сравнительной тектоники древних платформ". "Наука", 1964.

53. Пентилла Э. Строение земной коры в Финляндии по данным о скоростях распространения сейсмических волн.- "Физика Земли", 1969, № 5.

54. Полдерварт А. Химия земной коры. Сб. "Земная кора",ИЛ, 1957.

55. Померанцева И.В. О скоростной характеристике, строении и возможном составе кристаллической толщи земной коры. Прикладная геофизика, вып., 38, 1964.

56. Попов А.А. К вопросу о природе Центрально-Казахстанского гравитационного минимума.- Изв. АН Каз. ССР, сер. геол.,1962, № 1.

57. Попов А.А., Аргентов В.В., Оспанов А.П. Строение земной коры Центрального Казахстана по данным глубинного сейсмического зондирования.- Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., 1967,№ 1.

58. Попов А.А., Аргентов В.В., Оспанов А.Б. Опыт применения и результаты исследований глубинного строения земной коры методом отраженных волн.- Сб. "Геофиз. исслед. в Казахстане". Изд-во "Казахстан", Алма-Ата, 1968.

59. Ризниченко Ю.В., Косминская И.П. О природе слоистости земной коры и верхней мантии. Докл. АН СССР, 1963, т.153, №2.

60. Рингвуд А.Э., Грин Д.Х. Экспериментальное изучение перехода габбро и эклогиты и некоторые геофизические выводы. Сб. "Петрология верхней мантии", "Мир", 1968.

61. Рябой В.З. Строение земной коры и верхней части мантии по профилю ГСЗ Копет-Даг–Аральское море.– Сов. геол., 1966,№ 5.

62. Семененко Н.П. и др. Стратиграфия докембрия Украинского кристаллического щита.– Стратиграфия и корреляция докембрия. Докл. сов. геологов XXI сессии МГК. Изд-во АН СССР, М.–Л.,1960.

63. Семененко Н.П. и др. Строение глубинных зон земной коры Украинского щита.– Сов. геол., 1964, № 11.

64. Смыслов А.А. Значение данных о радиоактивности и теплопроводности горных пород при металлогенических исследованиях. Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 7.

65. Соллогуб В.Б. Результаты глубинных сейсмических зондирований на Украине.– Сб. "Геофиз. исслед. строения земной коры Юго-Восточной Европы" ("Верхняя мантия", № 5). "Наука", 1967.

66. Соллогуб В.Б. О природе сейсмических границ земной коры.– "Геофизический сборник", вып. 25, изд-во "Наукова Думка". Киев, 1968.

67. Соллогуб В.Б. и др. Глубинное строение земной коры Восточных Карпат и прилегающих районов Украины по данным ГСЗ. – Сб. "Геофиз. исслед. строения земной коры Юго-Восточной Европы" (Верхняя мантия, № 5). "Наука", М., 1967.

68. Соллогуб В.Б., Калюжная Л.Т., Чекунов А.В. Глубинное строение земной коры в районе Коростеньского плутона, по данным сейсмических исследований.– "Геофизический сборник", вып. 25. Изд-во "Наукова думка", Киев, 1968.

69. Стоквелл К.Х. Тектоническая карта Канадского щита.– Сб. "Тектонические карты континентов", "Наука", 1967.

70. Субботин С.И. и др., Строение земной коры и основных геоструктурных элементов территории Украины.– Докл. АН СССР, 1963, т. 153, № 2.

71. Субботин С.И. и др. Глубинное строение территории Украинской ССР по данным геофизических исследований.– Докл. сов. геол., XXII сессии МГК, "Недра", М., 1965.

72. Судовиков Н.Г. Актуальные направления в изучении метаморфизма.– Вестн. Лен. ун-та, 1964, № 12.

73. Телякова З.Х. Результаты исследований земной коры южной части Западно-Сибирской низменности методом глубинных сейсмических зондирований.– Геол. и геофиз., 1961, № 7.

74. Уразаев Б.М., Бабаянц С.П. и др. Геолого-тектоническое строение Джезказган-Сарысуйского района в свете имеющихся геофизических данных, результаты и дальнейшее направление работ. - Сб. "Большой Джезказган", Изд-во АН Каз. ССР, Алма-Ата, 1961.

75. Фотиади Э.Э., Каратаев Г.И., Моисеенко Ф.С. Некоторые закономерности в строении и развитии земной коры по геофизическим данным на примере Сибири и Дальнего Востока.- Докл. сов. геологов XXIII сессии МГК. Изд. "Наука", 1968.

76. Халевин Н.И. и др. О результатах глубинного сейсмического зондирования земной коры на Среднем Урале. Физика Земли, 1966, № 4.

77. Харитонов Л.Я. Стратиграфия протерозоя Карелии, Кольского полуострова и сопредельных стран Балтийского щита и его структурное расчленение. Докл. сов. геологов XXI сессии МГК, М.-Л., 1960.

78. Хейлз А.П. К вопросу о промежуточных слоях в земной коре.- Матер. междунар. совещания экспертов по взрывной сейсмологии (Ленинград, 1968). Изд-во "Наукова думка", Киев, 1969.

79. Хрычев Б.А., Лысяков Л.М., Иванов А.П. Строение земной коры северной части Тургайского прогиба.- Сб. Геофиз. исслед. в Казахстане". Изд-во "Казахотан", Алма-Ата, 1968.

80. Asada T., Aldrich L.T. Seismic observations of Explosions in Montana.- The Earth beneath the Continents. Washington, 1966.

81. Bederke E.v. Zur Geologie und Geophysik der Tiefen (ein erläuterndes Nachwort).- Geol., Rundchau, 46(1),1957.

82. Birch F. Interpretation of the seismic structure of the crust in the Light of experimental studies of wave velocities in rocks. - Contributions in Geophysics, 1. Pergamon- Press, New Iork, 1958.

83. Cleary J.R. Seismicity studies in southeastern Australia.- International council of scientific Union. Upper Mantle progect. Second Australian progress report 1965-67, Canberra, June, 1967.

84. Cohen T.J., Meyer R.P. The Midcontinent Gravity High: Gross Crustal Structure.- The Earth deneath the Continents. Washington, 1966.

85. Dainty A.M., Keen C.E., Keen M.J., Blanchard J.E. Review of Geophysical Evidence on Crust and Upper-Mantle Struktture on the Eastern Seaboard of Canada.- The Earth beneath the Continents. Washington, 1966.

86. Egyed L. On the origin and constitution of the upper part of the Earths mantle. Geol. Rundschau, Bd. 50, 1960.

87. Ewing G.N., Dainty A.M., Blanchard J.E., Keen M.J. Seicmic studies on the seaboard of Canada: the Appalachian System, 1.- Canadian J. Earth Sci., 1966, N° 3.

88. Förtsch O. Analyse der seismischen Registrierung der Grop sprengung bei Hasläch im Schwarzwald am 28. April 1948. Jahrbuch, 66, 1951.

89. Fuchs K., Landisman M. Detailed Crustal Investigation along a North-South section through the Central Part of western Germany. The Earth beneath the Continents. Washington, 1966.

90. Hales A.L., Asada T. Crustal Strukture in Coastal Alaska.- The Eart beneath the Continents. Washington, 1966.

91. Hashizume M. et al. Crustal Structure in the Western Part of japan Derived from the Observation of the First and Second Kurayosi and the Hanabusa Explosions.- Bull. of the Earthquake Research Institute. vol. 44. 1966.

92. Hill D.P., Pakiser L.C. Crustal Structure between the Nevada Test Site and Boise. Idaho from Seismic-Refraction Measurements.- The Earth beneath the Continents. Washington, 1966.

93. Hill D.P. and Pakiser L.C. Seismic-refraction Study of crustal structure between the Nevada Test Site and Boise, Idaho.- Geol. Soc. Amer. Bull., 1967, vol. 78, N° 6.

94. Mc Camy K., Meyer R.P. Crustal Results of fixed Multiple Shots in the Mississippi Embayment.- The Earth deneath the Continents. Washington, 1966.

95. Meissner R., Berckhemer H. Seismic refraction measurements in the northern Rhinegraben.- The Rhinegraben progress report 1967. Abhandl. des Geol. Langsamtes Baden-Würtemberg, H. 6, 1967.

96. Mituch E., Posgay K., Sedy L. Применение закритических отражений при изучении земной коры. Geofiz. közl., 1964, 13, 2.

97. Mueller St., Peterschmitt., Fuchs K., Ansorge J. The rift Structure of the Crust and Upper Mantle beneath the Rhinegraben.-The Rhinegraben progress report 1967 Abhandl. des Geol. Landsamtes Baden-Würtemberg, N. 6, 1967.

98. Pichon X.Le., Houtz R.E., Drake Ch.Z., Nafe J.E. Crustal Structure of the Mid-Ocean Ridges.- J. geoph. Res., 1965, vol. 70, n. 2.

99. Reich H. In Süddeutschland seismisch ermittelte tiefe Grenzflachen und ihre geologische Bedeutung.-Geol. Rundschau, 46 (1), 1957.

100. Researeh Group for Explosion Seismology. Explosion Seismological Research in Japan.- The Earth beneath the Continents. Washington, 1966.

101. Roller J.C., Jackson W.H. Seismic-Wave Propagation in the Upper Mantle: Lake Superior, Wisconsin, to Denver, Colorado.- The Earth beneath the Continents. Washington, 1966.

102. Smith T.J., Steinhart J.S., Aldrich L.T. Crustal Structure under Lake Superior.- The Earth beneath the Continents. Washington, 1966.

103. Warren D.H., Healy J.H., Jackson W.H. Crustal seismic Measurements in Southern Mississippi.- J. Geoph. Res. vol. 71, N° 14, 1966.

104. Wilson J.T. Onigin of the Earth`s crust, Nature, London, 1957, vol. 179, N° 4553.

Ф.С. Моисеенко

СООТНОШЕНИЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ КОМПЛЕКСНОГО ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

I. Краткая характеристика геолого-геофизического метода

Сущность геолого-геофизического метода исследования глубинного строения земной коры заключается в том, что на основании геологических, петрофизических и магнитометрических, а при наличии сейсмических материалов также и сейсмических данных, производится разложение аномального поля силы тяжести и построение глубинных границ, начиная с выходящих на земную поверхность и кончая кровлей подкорового слоя. При этом геологические и петрофизические характеристики выступающих на земной поверхности комплексов горных пород являются как бы жесткими реперами для выделения третьей, более высоких и отчасти второй составляющих аномального поля /28/. Первая составляющая обычно находится каким-либо из известных способов осреднения или трансформации потенциальных полей.

В отличие от собственно гравиметрического метода исследования, допускающего практически неограниченную многозначность решений, геолого-геофизический метод резко сужает выбор решений и при заданной модели земной коры во многих случаях обеспечивает однозначность качественной интерпретации при значительных вариациях количественных характеристик.

Использование большого числа разнородных параметров (геофизических, петрофизических, геологических) и операций в процессе расчета искомых величин обусловливает большое количество ошибок как случайных, так и систематических. Они, как правило, характеризуются нелинейностью изменения, а некоторые из них и

асимметричностью ошибок разного знака. Сложность законов изменения частных ошибок вынуждает часто пользоваться средними величинами одних погрешностей для вычисления других. Поэтому и ошибки определения главных искомых величин могут рассматриваться лишь как средние /29/.

Нам более близкими к истине представляются величины ошибок расчетов мощности, найденные для случая постоянных значений избыточной плотности, т.е. около ±10-20% для вулканогенно-осадочного, ±32% - для гранитного, ±28% - для диоритового и базальтового слоев. Погрешность определения глубин до кровли диоритового слоя при таких же условиях равна ±10-20%, до кровли базальтового ±20%, до подошвы земной коры не менее ±10%.

Ошибки оказываются довольно значительными даже для случая постоянной избыточной плотности. Но отрицательное влияние этих ошибок в значительной степени снижается некоторыми их специфическими свойствами. Так, система расчетов глубин по каждой поверхности состоит из независимых определений в немногочисленных опорных точках и из определений относительных изменений глубин между этими точками. Приведенные выше величины ошибок относятся именно к определениям в опорных точках. Погрешность же расчета мощности между этими точками обуславливается в основном вариациями плотности и ошибками техники расчетов. При постоянстве избыточной плотности и учете некоторых систематических ошибок она не превышает 5-10%.

2. Сопоставление данных геолого-геофизического и сейсмических методов

С точки зрения взаимоконтроля и поисков путей взаимодополнения одних методов исследования глубинного строения земной коры другими представляет интерес характер сходимости геолого-геофизических данных с сейсмическими, которые подавляющим большинством геофизиков и геологов расцениваются как наиболее точные и надежные. Произведенное нами ранее /26/ сопоставление геолого-геофизических и сейсмических данных по территории Центрального Казахстана выявило существенные расхождения между ними в отношении глубинных границ. Отнесение подобных расхождений лишь за

счет неоднородности мантии Земли представлялось маловероятным. Причиной их могли быть и неучет возможных изменений плотности пород земной коры в горизонтальном направлении, и недостаточность данных об упругих характеристиках различных слоев земной коры и мантии, и недостаточная детальность глубинных сейсмических исследований, и неточности в интерпретации волновой картины при ГСЗ.

Исследование причин расхождений между сейсмическими данными и материалами геолого-геофизических работ было продолжено. Причины эти оказались многочисленными. Одна группа причин обусловлена особенностями геолого-геофизического метода исследования (ГГМ), его сравнительно низкой точностью, отклонением реального глубинного строения от принятой модели земной коры, не поддающимися учету вариациями плотности слоев коры, особенностями геологического строения, а подчас и высокой детальностью расчленения верхних горизонтов коры, в настоящее время ещё недостижимой в аналогичных условиях сейсмическими методами.

Вторая группа причин расхождения сейсмических и геолого-геофизических построений связана с особенностями сейсмических методов исследования. Так, в одну поверхность часто объединяются участки с сильно различающимися скоростями упругих волн, а соответственно, видимо, и с различными плотностями горных пород. При современной детальности и методике глубинных сейсмических исследований последними в условиях сложно построенных складчатых областей часто не фиксируются или весьма схематично отражаются неоднородности строения верхних горизонтов земной коры, хорошо обнаруживаемые геолого-геофизическим методом. Это особенно наглядно показали работы В.С. Суркова и П.И. Морсина /36/, а также уральских геофизиков (сообщение Е.М. Ананьевой на 2-ой Всесоюзной конференции по "Проекту Верхней мантии" в январе 1967 г.). Разностные кривые Δg по ряду профилей, полученные путем вычитания аномалий, рассчитанных по сейсмическим разрезам с учетом изменения скоростей (и плотностей), из наблюденных аномалий, оказались почти идентичными наблюденным кривым, отличаясь от них в основном общим уровнем (рис. I). Почти все неоднородности надбазальтовой части коры, определяющие основные черты поля силы тяжести, оказались, таким образом, незафиксированными методом ГСЗ.

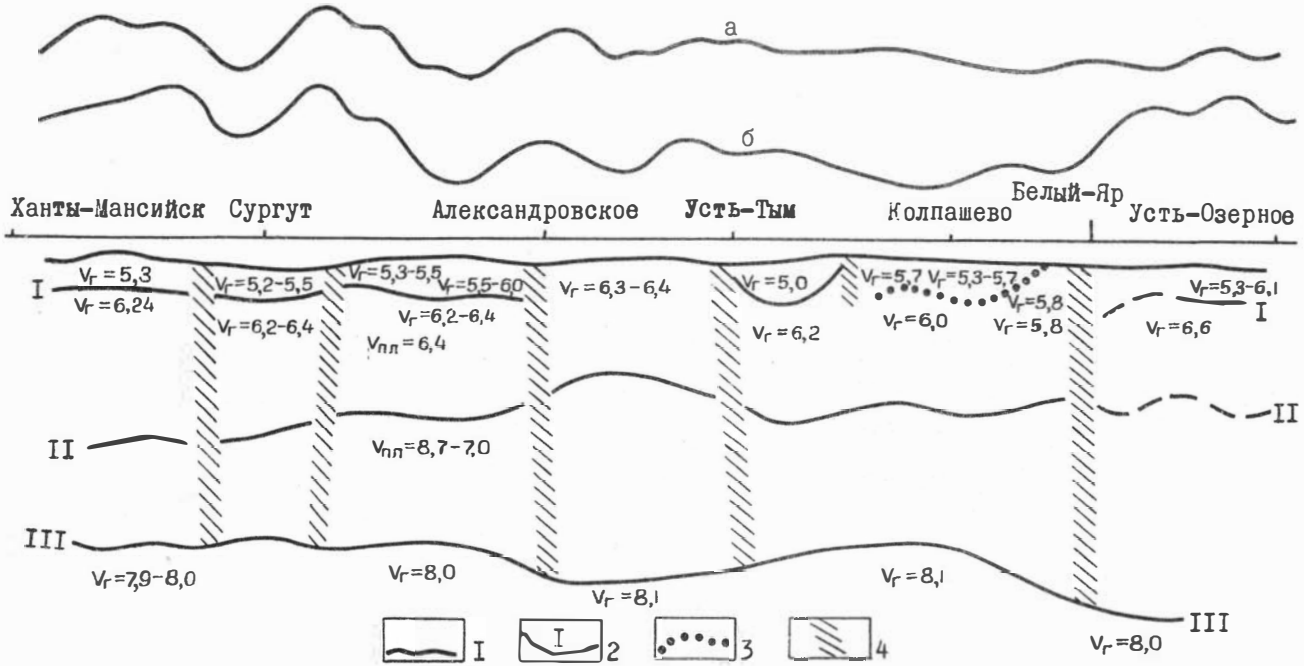


Рис. I. РАЗРЕЗ ЗЕМНОЙ КОРЫ по маршруту ХАНТЫ-МАНСИЙСК-УСТЬ-ОЗЕРНОЕ [36].

I-Кривые аномалий силы тяжести: а)наблюдённых, б)остаточных, 2-Сейсмические границы, 3-Линии равных скоростей, 4-Зоны глубинных разломов.

В некоторых случаях, как отмечает А.А. Борисов /6/ для Центрального Казахстана, при интерпретации допускается смешение различных границ, в частности, внутримантийных разделов с действительной поверхностью подкорового слоя. Такое смешение особенно вероятно при расщеплении одной границы на несколько разновозрастных (?) одноименных границ /35/.

Роль неоднозначности выделения поверхности подкорового слоя может быть иллюстрирована примером по Северному Казахстану. А.А. Борисов обратил внимание на то, что в первом опубликованном варианте профиля Темир-Тау-Петропавловск А.Н. Антоненко и А.А. Попов /I/ на некотором отрезке указывали на глубине 40-43 км границу с v_2 = 8,I км/сек, которую они считали границей раздела внутри базальтового слоя, либо результатом ошибок определения поверхности Мохоровичича. Расчет аномалий силы тяжести именно по этой, "ошибочной", границе, как кровле подкорового слоя, дает суммарное значение Δg, близкое к наблюденным /28/. Таким образом, если за поверхность Мохоровичича принимать границу со стандартными для этой поверхности значениями граничной скорости, то указанная выше неувязка расчетов по гравиметрическим аномалиям исчезает.

Искаженную, а иногда и фиктивную картину строения самых верхних (2-5 км) частей земной коры складчатых областей сейсмические методы могут дать из-за резкого изменения скоростей в породах в интервале давлений от 0 до I500 кг/см^2.

Неточности сейсмической картины строения земной коры могут быть обусловлены также влиянием "поверхностных" неоднородностей (В.Б. Соллогуб, устное сообщение; /37/), положением профилей относительно внутрикоровых неоднородностей /2I/, появлением фиктивных границ /4/, анизотропией сейсмических волн /30, 4I и др./, ошибками в определении природы и корреляции сейсмических волн, отмечаемыми в специальной литературе по методике ГСЗ и т.д.

Третью группу причин различий геолого-геофизических и сейсмических данных составляют причины геологического порядка. Так, например, поверхности, разделяющие разнотипные структурно-формационные комплексы неодинаково резки на всем своем протяжении и местами даже менее контрастны, чем отдельные слои или толщи внутри комплексов. Это создает предпосылки для построения сейсмических границ раздела, объединяющих весьма разнородные по

своей геологической природе и значимости поверхности. По плотностным же и магнитным характеристикам будут выделяться не эти, по существу фиктивные поверхности, а комплексы горных пород. Следовательно, сейсмический и геолого-геофизический методы в принципе могут отражать совершенно различные геологические тела.

Таким образом, причин для возникновения расхождений между данными сейсмического и геолого-геофизического методов о глубинной структуре земной коры достаточно много. Эти расхождения могут быть обусловлены не только погрешностью того или иного метода, но и различием объектов, фиксируемых ими. Можно полагать, однако, что при строгом соблюдении принципа корреляции поверхностей по таким физическим параметрам, как скорость сейсмических волн и плотность, сходимость результатов глубинных сейсмических исследований и геолого-геофизического метода будет вполне удовлетворительной и различия, в большинстве случаев, не будут выходить за рамки точности методов.

В последние годы вопрос о соотношении гравиметрических, сейсмических и геологических данных по глубинной структуре земной коры привлек внимание широкого круга геофизиков и геологов, в связи с чем был выполнен ряд детальных глубинных сейсмических исследований и подверглись пересмотру или уточнению ранее полученные материалы ГСЗ. В частности, уже после завершения нами работы /27/ в печати появились материалы новых сейсмических исследований, выполненных непосредственно на изученной нами территории, а также уточненные варианты ранее отработанных сейсмических профилей /2, 3, 7, I6, 32, 33, 34, 38, 40/. Представляется возможным произвести путем сопоставления как бы контрольную проверку наших геолого-геофизических построений, относящихся к I963-I965 гг., более поздними данными ГСЗ и других сейсмических методов. Тем самым в какой-то мере будет оценена независимым методом и достоверность составленных нами карт мощностей и рельефа поверхностей слоев земной коры. Такого рода оценочные сопоставления могут быть объективными и полезными лишь при строгом учете специфики каждого из сейсмических методов, а также при сравнении поверхностей, соответствующих друг другу по скоростно-плотностной характеристике.

Сейсмологические данные о строении земной коры из-за своего схематизма и низкой точности дают лишь общую картину рельефа подкорового слоя. По Алтае-Саянской области эта картина практически не отличается от нарисованной нами /39/.

Метод обменных волн землетрясений (МОВЗ) опирается при интерпретации на очень осредненные скоростные характеристики, что уже само по себе предполагает низкую точность определения глубин границ обмена. Кроме того, объединение зарегистрированных площадок обмена в протяженные поверхности носит в себе большой элемент субъективизма. Как показала дискуссия на 2-ом Всесоюзном совещании по изучению коры и верхней мантии Земли методами сейсмологии взрывов, ряд геофизиков - экспериментаторов и теоретиков (А.С. Алексеев, В.И. Шацилов и др.) спектически оценивают разрешающую способность метода и к данным его надлежит относиться с особой осторожностью.

Сопоставления наших данных с данными метода МОВЗ по профилям Чарск-Лениногорск и Кокпекты-Столбоуха /7/, показывает, что на этих профилях всегда находятся площадки обмена, близкие по глубинам залегания к кровле диоритового, базальтового и подкорового слоев на составленных нами картах. Однако, выделенные авторами поверхности нередко пересекаются с кровлей названных слоев (рис. 2). Учитывая специфику МОВЗ, мы сочли правомерным использовать при расчетах среднеквадратичных отклонений значений глубин до внутрикоровых границ раздела по данным МОВЗ от соответствующих величин по геолого-геофизическому методу площадки обмена и группы площадок, не только лежащие в пределах поверхностей, выделенных авторами, но и располагающиеся между ними. Предпочтение отдавалось тем из них, которые оказывались более близкими к геолого-геофизическим границам. Как видно из таблицы, в этом случае среднеквадратичное отклонение данных МОВЗ от геолого-геофизических составляет всего $\pm$1,42 км или $\pm$22% от средней глубины залегания кровли, равной по ГГМ 6,31 км, а по МОВЗ 6,68 км для диоритового слоя, и $\pm$1,37км или $\pm$7% от средней глубины залегания кровли, равной по ГГМ 19,3 км и по МОВЗ 19,6км для базальтового слоя.

В Прибайкалье, где данные ГГМ из-за отсутствия опорных профилей, более схематичны, расхождения между построениями ГГМ и МОВЗ по кровле диоритового слоя (поверхности "Г" по Б.Е. Щербаковой и др. /40/) носят систематический характер: глубина залегания его кровли по ГГМ по профилю Байкал-Улан-Удэ на 30-50% занижена по сравнению с данными МОВЗ (рис. 2). При этом случайная компонента обычно не превосходит 25%. По кровле базальтово-

СОПОСТАВЛЕНИЕ ГЛУБИН ДО ОСНОВНЫХ ГРАНИЦ РАЗДЕЛА В ЗЕМНОЙ КОРЕ ОПРЕДЕЛЕННЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ

Профили	Тенизский		Дизакзаганский		Каражальский		Арысь-Балхаш		Темиртау-Балхаш		Карасу-Мийлыбулак	
Метод исследования	ГГМ /27/	ГСП /38/	ГГМ /27/	ГСП /32/	ГГМ /27/	ГСП /33/	ГГМ /27/	ГСП /34/	ГГМ /27/	ГСП /32/	ГГМ /27/	ГСП /3/
Значения глубин в км.							Глубины до кровли диоритового слоя					
	I	2	6	6	4,5	4	7	7	I0	I0	6	/4/
	I	0	2	(9)	7	(I0)	I0	5	6	5	7	/5/ (9)
	I	2	4	(I0)	6	(II)	I	2	5	3-4	7	/6/ (9)
	I	0	6	5	5	6	7	7	4	7	5	36/ 2,5 (I3)
	4	2,5	5	4	4	4	9	0	8	I2	5	/4,5/ 2,5
	I	I			5	5	6	6	8	8	5	/5/
					(8)	8 3,5	5	5				
					(I0)	9,5 4	5	4				
							6	6				
							Глубины до кровли базальтового слоя					
	I5-I6	I5-I6	I8	I8	I8	I9	I3	I3	23	20	20	4I
			I9	22	I9	I9,5	I2	I0	26	≈26	20	38
			I9	2I	20	23	I5	I7	24	26	2I	34 (37)
					2I	23;(26?)	I5,5	I8	2I	26	23	34 (42)
							Глубины до подошвы земной коры					
	39-40 (45-46)	44-46	40(46)	42-46	40(46)	48-5I	42(48)	39-44(47)	40(46)	46-53	4I(47)	47
					4I(47)	5I-54(?)			4I(47)	53-5I		
									42(48)	43-48		

5 – Глубины по осредненным годографам: отраженных волн или по встречным системам годографов плохо коррелирующихся преломленных волн.

(I0) – Значение глубин нижележащих поверхностей.

(8) – Глубины до границ обмена в земной коре, расположенных между главными (по авторам) поверхностями раздела, по уверенным данным.

[9] – Глубины до границ обмена в земной коре, выделенных неуверенно.

/4/ – Значения глубин на профиле Карасу-Мийлыбулак, относящиеся к поверхности $КГ_I$.

(46) – Значения мощности земной коры при учете величины изменения ее в опорной точке на профиле ГСЗ Темир-Тау-Балхаш.

4 – Значения глубин, отбракованные при статистической обработке.

Авторы считают эту поверхность раздела фиктивной, связанной с компрессионным эффектом.

МЕТОДОМ (ГТМ) В 1965 г. С ДАННЫМИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Таблица

Чарок–Лениногорск		Кокпекты–Столбоуха		Байкальский		Некоторые статистические характеристики
ГТМ /27/	МОВЗ /7/	ГТМ /27/	МОВЗ /7/	ГТМ /27/	ГСЗ /18/	
10	3;(8)	6	6;(10?)	7	10	Среднеквадратичное отклонение глубин по ГСЗ от глубин по ГТМ $\varepsilon_I = \pm 1{,}04$ км. или $\pm 20\%$ от средней глубины H_I. Средняя глубина по ГТМ $H_I' = 5{,}21$ км, по ГСЗ $H_2' = 5{,}12$ км.
6	6	5,5	[9]	2–4	≈4 *	
6	2,5; (6,5)	7	8.5			
6	6,5	8	7			Среднеквадратичное отклонение глубин по МОВЗ от глубин ГТМ $\varepsilon_2 = \pm 1{,}42$ км или $\pm 22\%$ от средней глубины H_I. Средняя глубина по ГТМ $H_I'' = 6{,}31$ км, по МОВЗ $H_2'' = 6{,}66$.
5	8	12	6			
4	5	10	10			
3	3	6	8			
10	6; (11)	3	4			Суммарное среднеквадратичное отклонение $\varepsilon = \pm 1{,}17$ км или $\pm 21\%$. Средняя глубина по ГТМ $H_I = 5{,}6$ кс, по ГСЗ и МОВЗ $H_2 = 5{,}63$ км.
		2	3			
		3	4			
		7	7			
21	13–16 (22–23)	19	15–17(21)	14–16	14–16	$\varepsilon_I = \pm 1{,}62$ км $= \pm 8{,}6\%$ $H_I' = 18{,}7$ км $H_2' = 19{,}1$ км.
20	17	20	15–16(20) (25)			$\varepsilon_2 = \pm 1{,}37$ км $= \pm 7\%$
19	14 (22)	21	15 (22)			$H_I'' = 19{,}3$ км $H_2'' = 19{,}6$ км.
18	14 (19) (23)	19	18 (23)			$\varepsilon = \pm 1{,}53$ км $= \pm 8\%$.
17	17 (27)	19	16 (26)			$H_I = 19$ км, $H_2 = 19{,}3$ км.
		20	14 (20) (29)			
		20	17 (23)			
41(47)	42–44	42(48)	44–46	42	36–37	
42(48)	42–45	43(49)	44	43	36	
		43(49)	49			

ПРИМЕЧАНИЕ: 1) Значения глубин взяты с сейсмических разрезов либо в точках локальных экстремумов, либо в крайних точках плоских площадок.

2) Данные ГСЗ по Байкальскому профилю предварительные.

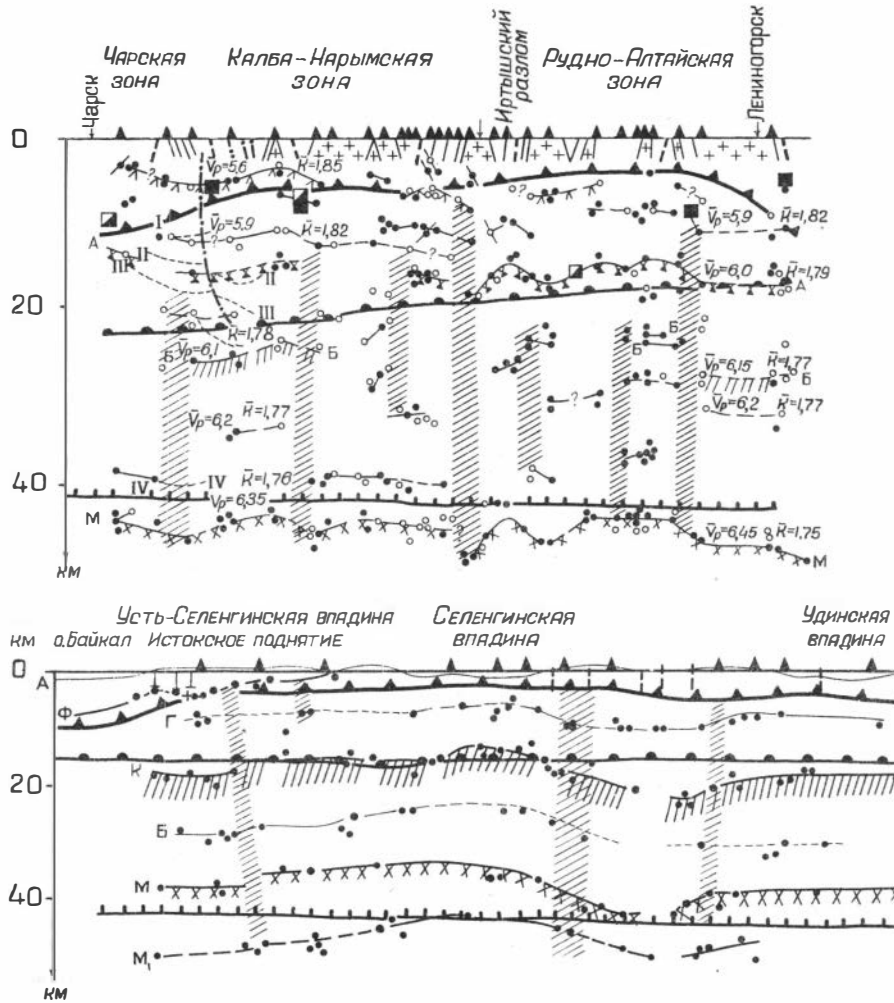
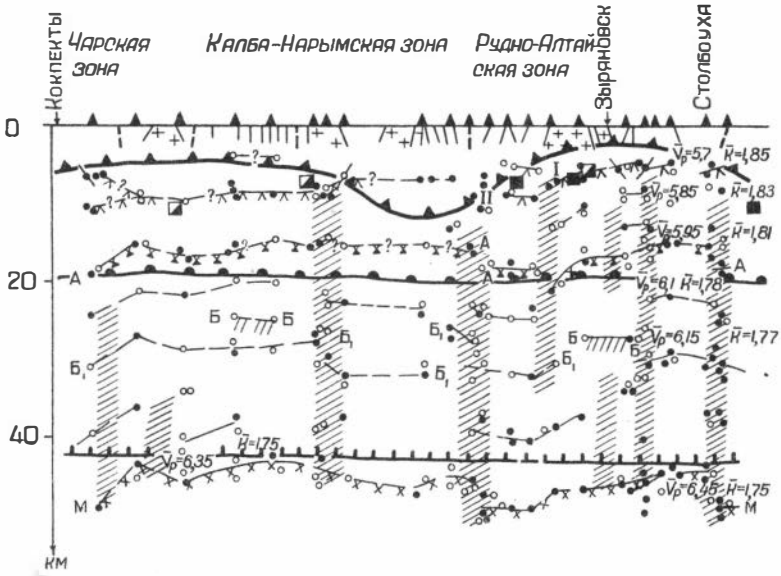
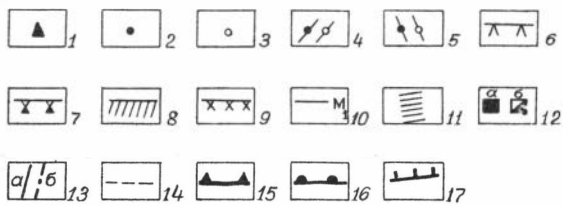


Рис. 2. Разрезы земной коры по профилям Чарск–Ленногорск и Кок впадина, построенные МОВЗ

I – пункты регистрации землетрясений и взрывов; 2 – отметки глубин залегания границ обмена; 3 – то же по менее уверенным данным; 4 – то же по данным близких землетрясений; 5 – то же по данным промышленных взрывов; 6 – поверхность додевонского фундамента; 7 – опорный горизонт А; 8 – горизонт Б ("поверхность Конрада"); 9 – поверхность Мохоровичича; IO – более глубокая граница раздела;





екты–Столбоуха на Алтае и профилю оз.Байкал–Удинская
[7,40] и ГГМ [27]

II – зоны резкого изменения характера разреза и рельефа сейсмических границ (разломы); I2 – нижние кромки намагниченных тел при удалении от профиля менее чем на 30 км (а) и от 30 до 60 км (б); I3 – разломы по геологическим данным (а) и данным сейсморазведки (б); I4 – внутрислойные границы обмена; поверхности кровли слоев по геолого-геофизическим данным: I5 – диоритового, I6 – базальтового, I7 – подкорового.

го слоя расхождения ГГМ и МОВЗ не превосходят ±10% от средней глубины. Исключение составляет небольшой участок в районе излома "В" профиля, где МОВЗ отмечает локальное погружение базальтового слоя, не зафиксированное ГГМ вследствие схематизма построений. Здесь отклонение достигает 25% от средней глубины. Поверхность подкорового слоя, построенная ГГМ, занимает промежуточное положение между двумя поверхностями "М", выделенными МОВЗ, по сравнению с которыми она сильно схематизирована. Если её, в соответствии с последними данными ГСЗ, поднять на 6-7 км, то между нею и поверхностью подкорового слоя по МОВЗ останутся отклонения в локальных поднятиях и понижениях от +3 до -17%.

По району Хамар-Дабана расхождения в построениях ГГМ и МОВЗ по кровле базальтового слоя значительны. Их можно объяснить наличием локальных депрессий в кровле слоя, не зарегистрированных нами вследствие мелкомасштабности наших построений.

Методы глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) и профилирования (ГСП), по мнению подавляющего большинства геофизиков, дают наиболее точные и надежные сведения о глубинной структуре коры, поэтому сопоставление геолого-геофизических данных с новыми материалами сейсмозондирований представляет особый интерес. Результаты такого сопоставления по Тенизскому, Джезказганскому, Каражальскому, Арысь-Балхашскому, Темиртау-Балхашскому, Карасу-Мийлыбулакскому и Байкальскому профилям ГСЗ и ГСП приведены в таблице и на рис. 3-6. Исходными для этой таблицы явились глубины до внутрикоровых поверхностей на профилях ГСЗ (ГСП), взятые в точках их экстремальных значений или на концах плоских площадок, поднятых или опущенных относительно соседних участков. Уже при просмотре таблицы обнаруживается хорошая сходимость данных ГГМ и ГСЗ. Исключение составляют редкие участки, где либо одна из поверхностей обрывается и дальше следится лишь нижележащая поверхность (рис. 4-Б), либо геофизики не уловили подгранитной поверхности, как это имеет место на Арысь-Балхашском профиле (рис. 5). К исключениям следует отнести и данные А.Н. Антоненко и других /3/ о залегании базальтового слоя. Они резко отличаются от данных ГГМ, а также ГСЗ по соседнему профилю.

Расчеты показывают, что среднеквадратичное отклонение в глубине кровли диоритового слоя по ГГМ и ГСЗ составляет 1,04 км

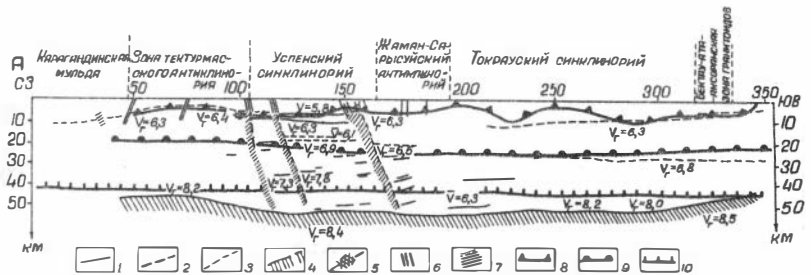


Рис. 3. Разрезы земной коры по профилям Темир-Тау - Балхаш по ГСЗ [32] и ГГМ [27]

I - сейсмические границы, построенные по уверенно выделенным преломленным и отраженным волнам; 2 - они же, построенные по осредненным годографам отраженных волн и по встречным системам годографов плохо коррелирующихся волн; 3 - отражающие площадки; 4 - подкоровый слой; 5 - зоны нарушений сейсмических границ; 6 - разломы по геологическим данным; 7 - предполагаемые зоны глубинных разломов. Поверхности кровли слоев по геолого-геофизическим данным: 8 - диоритового, 9 - базальтового, I0 - подкорового.

Примечание: Линии, соответствующие знакам 8, 9 и I0, прерваны на участках, где они совпадают с сейсмическими границами.

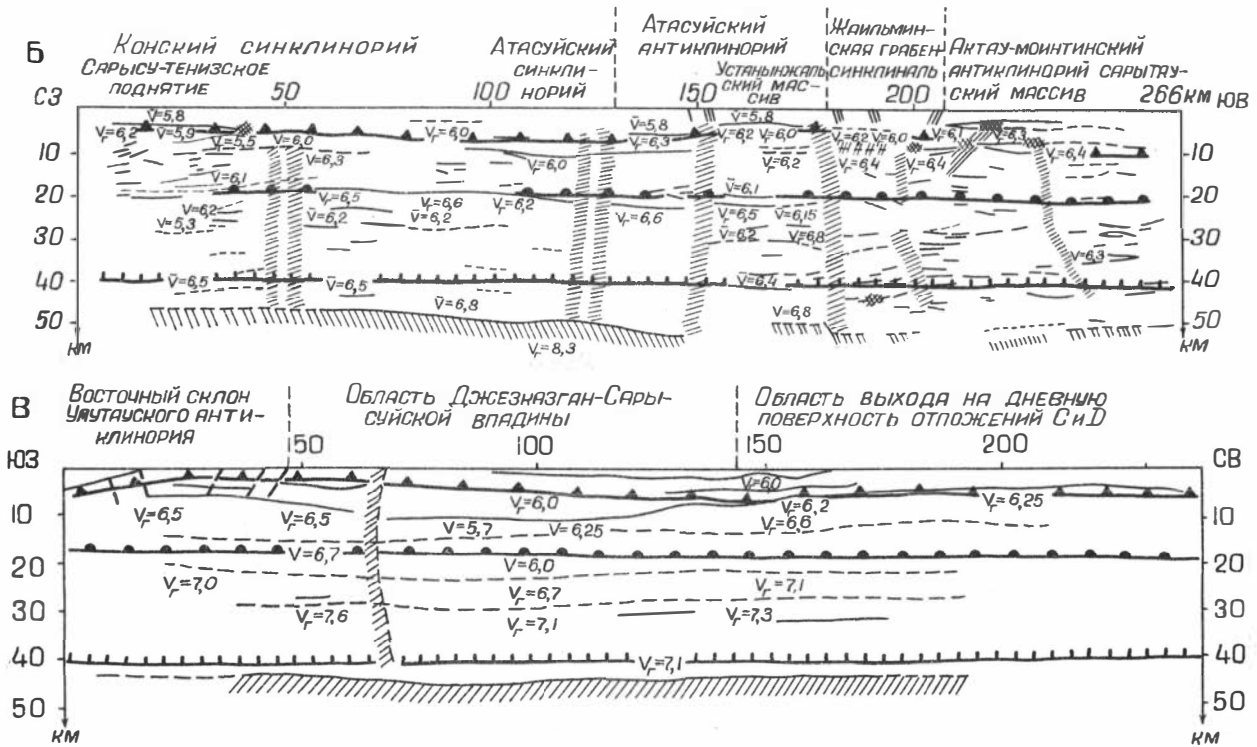


Рис. 4. Разрезы земной коры по профилям Каражальскому-Б и Джезказганскому-В по ГСЗ [32, 33] и РГМ [27]

Условные обозначения см. на рис. 3.

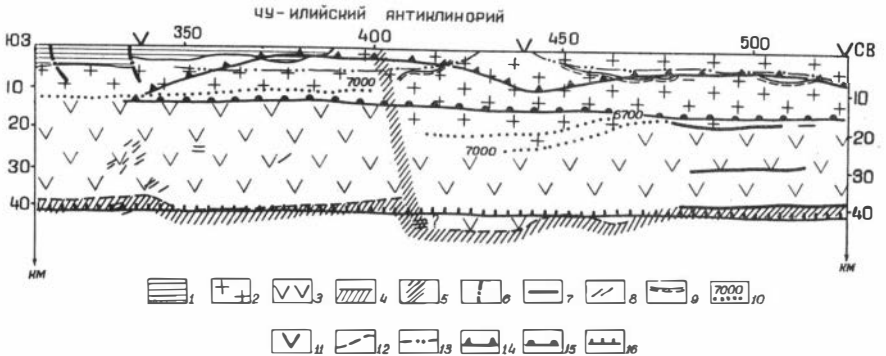


Рис.5. Разрез земной коры по части Арысь-Балхашского профиля по ГСП [34] и ГГМ [27]

I – осадочные образования послесреднепалеозойского возраста; 2 – "гранитный слой"; 3 – "базальтовый слой"; 4 – подкоровый слой; 5 – зоны разломов по ГСП; 6 – разломы по геологическим данным; 7 – отражающие границы; 8 – отражающие площадки; 9 – границы раздела, построенные по головным волнам методом t ; I0 – линии равных скоростей, характеризующие переход от "гранитного" слоя к "базальтовому"; II – пункты взрыва; I2 – подошва земной коры, построенная по головным волнам. Поверхности кровли слоев по геолого-геофизическим данным: I4 – диоритового, I5 – базальтового, I6 – подкорового.

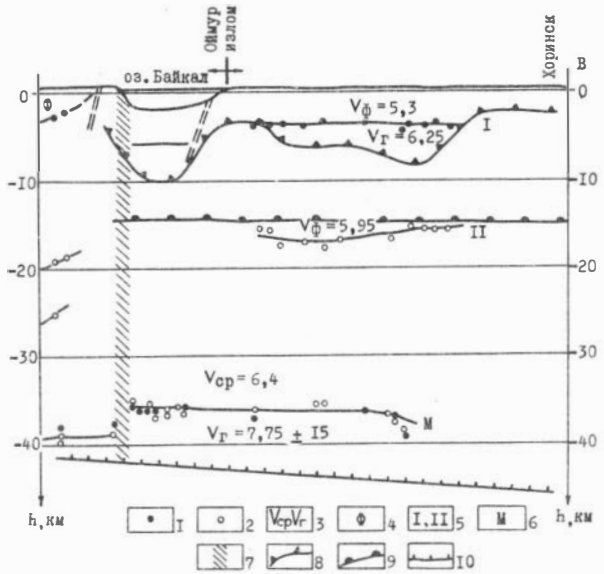


Рис. 6. Разрез земной коры Прибайкалья по данным ГСЗ [18] и ГТМ [27].

I - глубины по данным преломленных волн, 2 - глубины по данным отраженных волн, 3 - средние и граничные скорости в км/сек., 4 - фундамент Сибирской платформы, 5 - внутрикоровые границы, 6 - подошва земной коры, 7 - предполагаемые зоны глубинных разломов. Поверхности кровли слоев: 8 - диоритового, 9 - базальтового, I0 - подкорового - по геолого-геофизическим данным.

или 20% от средней глубины по ГГМ, равной 5,21 км. По ГСЗ средняя глубина слоя равна 5,12 км. Для кровли базальтового слоя среднеквадратичное отклонение 1,62 км или 8,6% к средней глубине по ГГМ, равной 18,7 км, при средней глубине по ГСЗ 19,1 км. Обращает на себя внимание очень близкое сходство средних величин глубин, различающихся менее, чем на 2%.

При сопоставлении глубин до подкорового слоя обнаруживается отличие глубин по ГГМ и ГСЗ на 6, а на отдельных участках даже 11-13 км. Но поскольку при расчете глубин подошвы коры нами принята за исходную глубину в 40 км на северном конце профиля ГСЗ Караганда-Балхаш и сейчас сейсмиками здесь дается глубина в 46 км, то для сопоставления все значения глубин до подкорового слоя в Центральном Казахстане и на Алтае по ГГМ следует увеличить на 6 км. В этом случае расхождение между величинами глубин по ГГМ и ГСЗ в большинстве районов Центрального Казахстана резко уменьшается. Лишь в Западном Прибалхашье оно увеличится, а в области Центрально-Казахстанского гравитационного минимума останется достаточно большим (5-7 км). Наибольшие отклонения наблюдаются на участках аномально высоких скоростей и притом в пределах зон, в которых пространственные и "генетические" особенности гравитационных аномалий предопределяют низкую точность выделения 1-ой составляющей, по которой расчитывается рельеф подкорового слоя. По устному сообщению А.А. Попова, в пределах Центрально-Казахстанского минимума выше поверхности, принятой им с соавторами за раздел Мохоровичича, местами улавливается нечетко следящаяся граница с граничной скоростью около 8,0 км/сек. При отнесении её к кровле подкорового слоя исчезает резкий прогиб в последней между городами Караганда и Балхаш, а соответственно и значительное расхождение относящихся к подошве коры значений глубин по ГСЗ и ГГМ.

По Байкальскому профилю (рис. 6) глубины до подкорового слоя, определенные ГГМ, оказались завышенными на 6-7 км. Лишь в районе с. Еланцы, где наблюдается резкий локальный прогиб в поверхности Мохоровичича величины глубин соизмеримы. Причиной такого завышения явилось расположение опорной для ГГМ точки в районе локального утолщения земной коры у с. Еланцы, на которое и приходится ранее сделанное С.И. Голенецким /11/ определение глубины до мантии в 41 км.

Характерно, что несмотря на столь значительное отклонение в значениях глубин от данных ГСЗ, наши определения мощности земной коры в данном районе оказались наиболее близкими к ним и более правильно отражающими особенности строения коры, чем, например, построения А.П. Булмасова /8/ или Ю.А. Зорина /15/. Для сравнения отметим, что на одной из наиболее современных и строго построенных карт мощности земной коры /5,10/ здесь указываются величины на 14–19 км превосходящие таковые по ГСЗ. Вопрос о причинах резкого несоответствия данных ГТМ и ГСЗ по профилю Петропавловск-Темир-Тау ещё не решен. А.Н. Антоненко придерживается старого варианта интерпретации /2/. Однако, другие геофизики считают, что детальность наблюдений на профиле не обеспечивает надежности выполненных построений и что в дальнейшем возможно их существенное изменение и, в частности, уменьшение глубины до подкорового слоя на 10 и даже более километров.

Сопоставление наших данных с материалами сейсмических исследований по Кузбассу /12,17/ мы здесь не производим, поскольку геолого-геофизические построения на территории Кузбасса из-за особенностей геологического строения выполнены схематично и ненадежность их была отмечена соответствующим условным знаком /27/.

Чтобы оценить велика или мала степень сходства и различия между данными ГТМ и ГСЗ, охарактеризованная выше числами в километрах и процентах, рассмотрим степень различия самих сейсмических построений, выполненных по одному и тому же профилю и практически одними и теми же лицами, но в разные годы по мере накопления новых материалов и усовершенствования методики интерпретации. Расчеты показывают, что среднеквадратичное отклонение, определенное по максимальным отклонениям для всех четырех вариантов, равно для глубин до кровли диоритового слоя $\pm$3,51 км. или $\pm$ 37% от величины средней глубины (9,4 км), для кровли базальтового слоя $\pm$2,4 км или $\pm$10% от средней глубины (23 км), для кровли подкорового слоя $\pm$7 км или $\pm$15% от средней глубины (44,6 км). Аналогичные расчеты для пары вариантов 1962 г. дают величины: для кровли диоритового слоя $\pm$ 1,8 км или +17,7% от средней глубины (10км), для базальтового слоя 1,2км или 5,3% от средней глубины (22,7км), для подкорового 4,4км или 10% от средней глубины (43км).

Нетрудно видеть, что различия между разными вариантами интерпретации ГСЗ по одной и той трассе оказываются соизмеримыми и даже несколько бо́льшими чем между последними данными ГСЗ и геолого-геофизическими.

3. Сравнительная характеристика данных геолого-геофизического и сейсмических методов

Различие в детальности геолого-геофизических и сейсмических построений сильно затрудняет сравнительную оценку данных различных методов. Уже простое сопоставление профилей ГГМ и ГСЗ показывает, что независимо от детальности последних в условиях сложно построенных складчатых областей сейсмические методы обычно не фиксируют деталей строения верхних слоев земной коры и дают резко осредненную картину глубинной структуры их. Имеющийся опыт детальных сейсмических исследований /20, 22, 23 и др. / свидетельствует о возможности изучения некоторых элементов этих деталей методом отраженных волн, однако, степень субъективизма в интерпретации полученных результатов возрастает настолько, что без дополнительных данных они теряют свою однозначность. Разрешающая способность сейсмических методов в изучении малых глубин складчатых областей может быть сильно понижена из-за резкого, отмеченного выше изменения скоростей упругих волн в горных породах при давлениях до I-I,5 килобар /9, I9 и др./, соответствующих глубинам до 4-6 км, а также из-за влияния влагонасыщенности на упругие параметры пород /4, I3/. Указанные факторы могут привести к построению фиктивных поверхностей, что, по мнению С.В. Крылова, и имеет место на профиле ГСЗ в Прибайкалье. Следует отметить, что при расчетах по гравитационным аномалиям используются относительные величины плотностей ("избыточная" и "недостаточная" плотности), вследствие чего влияние компрессионного эффекта почти полностью исключается. Не отрицая возможности детального изучения верхних частей земной коры складчатых областей сейсмическими методами в будущем, можно утверждать, что в настоящее время рационально, более эффективно и достоверно изучение структуры верхних слоев земной коры до глубин I0-I5 км в подобных условиях главным образом геолого-геофизическим мето-

дом. Сейсмические исследования при этом необходимы для уточнения глубин до искомых поверхностей на отдельных участках, для выяснения природы скачкообразных изменений глубин и мощностей, для определения внутренней структуры геологических объектов, т.е. для решения задач, которые геолого-геофизическим методом либо не решаются, либо решаются неоднозначно и очень приближенно.

Средние глубины земной коры, на которые приходится поверхность базальтового слоя, с одинаковой точностью характеризуются и глубинным сейсмическим зондированием, и геолого-геофизическим методом. При этом последний может отделить базальтовый слой от выше лежащего даже в том случае, когда сейсмика из-за сильной "сейсмической шероховатости" их раздела не в состоянии это сделать. Но в то же время геолого-геофизический метод в силу схематизма выделения низших составляющих аномального гравитационного поля и жесткости модели коры может привести к рисовке на отдельных участках некоторой фиктивной поверхности, заменяющей несколько реальных. Кроме того, он обычно не дает однозначного ответа о том, имеем ли мы дело с постепенным погружением кровли базальтового слоя или с резким понижением её по разлому (см. рис. 3). Очевидно, при изучении средних глубин земной коры необходимо такое сочетание ГГМ и ГСЗ, при котором сейсмозондирование давало как бы реперы для расчетов по ГГМ в немногих точках и выявляло детали строения, не характеризуемые однозначно геолого-геофизическим методом. При этом часто могут быть использованы упрощенные системы сейсмических наблюдений и затраты на ГСЗ существенно снижены.

Возможности ГГМ, как и чисто гравиметрического, в изучении рельефа подкорового слоя и внутрибазальтовых границ, весьма ограничены, так как сам по себе этот метод пригоден лишь для оценки относительных изменений глубины залегания кровли подкорового слоя в региональном плане. Локальные неровности в кровле, даже измеряемые многими десятками километров по горизонту и достигающие нескольких километров по амплитуде, дают часто столь малый гравитационный эффект, что выделение их без дополнительных сведений о глубинном строении коры практически невыполнимо. Глубинное же сейсмическое зондирование, давая абсолютные значения глубин до подкорового слоя и скоростные параметры различных слоев, фиксируя даже локальные неровности в его кровле и границы

внутри базальтового слоя, отличая достаточно надежно ступенчатые смещения поверхности мантии от её флексурообразных перегибов, обладая большими возможностями изучения деталей структуры земной коры, имеет бесспорные преимущества при изучении структуры глубоких частей земной коры и верхней мантии и по праву считается ведущим среди всех других методов исследования глубин Земли. Однако, в природе вполне мыслимы случаи, когда искомая граница, или целая зона, разделяющая кору и мантию, окажется намного менее благоприятной для преломления и отражения сейсмических волн, чем ниже и выше лежащие внутримантийные и внутрикоровые границы раздела. В таких случаях возможны ошибки в геологической интерпретации волновой картины, избежать которых помогут гравиметрические и геолого-геофизические данные. По-видимому, именно такого рода ошибки лежат в основе завышения мощности земной коры в Северном Казахстане /2/ и резкого её занижения - в Кордильерах Северной Америки /42/[x)].

Таким образом, из сравнения возможностей ГГМ и ГСЗ следует что наиболее эффективно задачи глубинной геологии складчатых территорий могут быть решены лишь при полном взаимодействии этих методов. Постановка вопроса о замене одного метода другим, менее дорогостоящим, неправомерна, поскольку данные их взаимно дополняют и корректируют, но не заменяют друг друга. Учет данных одного метода при обработке материалов другого приведет к повышению точности и надежности построений. Известна, например, полезность сведений о скоростях упругих волн на глубине для интерпретации гравиметрических данных. Но пока ещё трудно представить, к каким серьезным последствиям может привести учет геолого-геофизических данных о строении верхних частей земной коры при истолковании сейсмических материалов.

---

x) По убеждению автора главным критерием для разделения земной коры и мантии должно быть различие их по составу (и, следовательно, по скоростным и плотностным характеристикам), поскольку именно состав отражает степень дифференцированности вещества Земли и в конечном счете металлогенические особенности того или иного района. Четкость же проявления поверхностей в кинематике и динамике волн не может рассматриваться в качестве решающего аргумента, так как эти поверхности могут оказаться сборными из поверхностей геологических тел, различных по своему составу, природе, генезису и значимости.

Кроме взаимодополняемости методов исследования земной коры выявляется также различие их разрешающей способности в зависимости от глубинности и сложности объекта исследований. Так, намечается ведущая роль геолого-геофизического метода в изучении верхних и глубинного сейсмического зондирования - нижних слоев земной коры сложнопостроенных складчатых областей.

Геолого-геофизический метод изучения земной коры в той или иной мере использует данные почти всех методов региональной геофизики. Однако, при этом остается неиспользованной информация, не касающаяся непосредственно глубинных структурных построений, но имеющая весьма важное значение для выяснения условий формирования и существования пород, слагающих слои земной коры для установления мелких деталей внутренней структуры коры и т.д. Например, данные магниторазведки, сужая предположения о возможном составе пород, помогают при разделении аномального гравитационного поля на его составляющие. В некоторых случаях расчеты по магнитным аномалиям дают глубины до внутрикоровых границ раздела. Но сопоставление результатов расчетов глубин залегания нижних кромок магнитоактивных масс с сейсмическими и геолого-геофизическими данными приводят к заключению, что эти кромки лишь в определенных тектонических зонах, таких, как байкалиды, салаириды и каледониды Алтае-Саянской области восточнее Кузнецко-Алтайского разлома, приурочены к границам между слоями земной коры. В зонах с иной тектонической обстановкой, например, в герцинидах Центрального Казахстана, нижние кромки намагниченных тел внутрислойны и часто являются либо нижним ограничением интрузивных тел, либо границей двух фаций одной и той же интрузии, формировавшихся в различных термодинамических условиях. К такому же заключению приводят результаты изучения магнитных свойств горных пород /25 и др./ и анализ распределения магнитных аномалий над интрузивными массивами. Следовательно, магнитные аномалии, кроме вспомогательной роли при решении структурных задач, могут быть широко использованы для изучения палеогеотермических условий формирования интрузивов и расчленения последних по фациям "глубинности", вариациям состава и т.п.

Совсем не используется возможность исследования термодинамической обстановки прошлого в земной коре путем изучения плотности горных пород /24/.

Неясны пока роль и значение для комплексных исследований земной коры работ методом обменных волн землетрясений. Создаваемые по материалам МОВЗ разрезы земной коры с множеством почти параллельных друг другу поверхностей раздела вызывают настороженное отношение к этому методу. Не исключено, однако, что по мере совершенствования он будет давать ценную дополнительную информацию о строении земной коры.

В Ы В О Д Ы

Сопоставление данных геолого-геофизического метода и глубинного сейсмического зондирования убеждает в удовлетворительном качестве геолого-геофизических построений. Расхождения этих данных в отношении кровли базальтового и диоритового слоев оказались даже меньшими, чем можно было бы ожидать, исходя из расчета ошибок построений ГГМ /29/. Тем самым в какой-то мере подтверждается правильность исходных положений ГГМ.

Достаточно отчетливо выявляется, что ни один геологический или геофизический метод, вне комплекса с другими методами, не в состоянии удовлетворительно решить задачу изучения глубинной структуры земной коры. Сочетание же различных методов обеспечит разностороннюю, равномерную, надежную, лишенную грубого схематизма характеристику этой структуры на всех уровнях.

При современном состоянии различных методов глубинных исследований каждый из них полнее других характеризует определенные детали структуры и на определенных глубинах. Так, например, геолого-геофизический метод обладает достаточно высокой разрешающей способностью до глубин залегания кровли базальтового слоя включительно, но дает весьма схематизированную картину структуры более глубоких горизонтов земной коры. Глубинное сейсмическое зондирование в тех же геологических условиях сравнительно детально и надежно отражает кровлю базальтового слоя и нижележащие поверхности раздела, но резко схематизирует структуру надбазальтовой части коры. Учет этих особенностей методов позволит существенно повысить эффективность комплексных исследований глубинного строения земной коры и снизить затраты на них.

Комплекс методов, используемых при геолого-геофизических исследованиях, пригоден не только для изучения глубинной струк-

туры коры, но и для получения сведений о тех палеотермодинами - ческих условиях, при которых она образовалась.

ЛИТЕРАТУРА

I. Антоненко А.Н., Попов А.А. Особенности волновой картины и некоторые результаты глубинного сейсмического зондирования в Северном Казахстане.- Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., I962,вып.2.

2. Антоненко А.Н., Дубровин Г.К. Строение земной коры и верхней мантии Центрального Казахстана по данным глубинного сейсмического зондирования.- Тр. ГИН АН Каз. ССР, т. 2I, Алма- Ата, I967.

3. Антоненко А.Н., Дубровин Г.К., Абдулхаликова М. Опыт применения сейсмических методов исследований на восточном фланге Успенской тектонической зоны.- Сб. "Геофиз.исслед. в Казахстане". Изд-во "Казахстан", Алма-Ата, I968.

4. Безруцкая А.А., Курскеев А.К., Уразаев Б.М. Исследование физических свойств горных пород Центрального Казахстана в различных условиях влажности.- Тр. ГИН АН Каз. ССР,том 2I,Алма-Ата, I967.

5. Беляевский Н.А., Борисов А.А., Вольвовский И.С. Глубинное строение территории СССР.- Сов. геол., I967, № II.

6. Борисов А.А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным "Недра", М., I967.

7. Булин Н.К. и др. Глубинное строение территории Юго-Западного Алтая по сейсмическим данным,- Сов. геол., I969,№ 4.

8. Булмасов А.П. Глубинное строение Прибайкалья по геофизическим данным.- "Геология СССР", т. 35, ч. I, Изд-во "Недра", I964.

9. Воларович М.П., Левыкин А.И., Галдин Н.Е. Изучение скоростей продольных волн в образцах горных пород при давлениях до 20000 кб/см^2.- Докл. АН СССР, I964, т. I57, № 6.

I0. Вольвовский И.С. Обобщение и анализ разрезов ГСЗ.-Матер. международн. совещ. экспертов по взрывной сейсмологии (Ленингр., I968). Изд-во "Наукова думка", Киев, I969.

II. Голенецкий С.И. Мощность коры на среднем Байкале по наблюдениям над обменными отраженными волнами.- Геол. и геофиз., I965, № 5.

I2. Дергачев А.А., Крылов С.В. К использованию упругих волн промышленных взрывов при глубинных сейсмических исследованиях.- Геол. и геофиз., I968, № II.

I3. Дортман Н.Б., Магид М.Ш. Новые данные о скорости упругих волн в кристаллических породах и её зависимость от влажности.- Сов. геол., I968, № 5.

I4. Епинатьева А.М., Куценко Э.Я. Сейсмические волны в реальных средах с малым градиентом скорости.- Ж. "Физика Земли", I968, № 5.

I5. Зорин Ю.А. О глубинном строении впадины оз. Байкал по геофизическим данным.- Изв. АН СССР, сер. геол., I966, № 7.

I6. Користавшевская Т.И., Алиханов Т.А., Бреусова Э.П. Характер проявления Успенской подвижной зоны в сейсмическом поле.- Тр. ГИН АН Каз. ССР, т. 2I, Алма-Ата, I967.

I7. Крылов С.В. и др. Глубинные сейсмические исследования на юго-востоке Западно-Сибирской плиты и в Алтае-Саянской области.- Геол. и геофиз., I968, № 2.

I8. Крылов С.В. и др. Строение земной коры по профилю ГСЗ через Байкальскую рифтовую зону.- Геол. и геофиз.,I970, № I.

I9. Курскеев А.К. Экспериментальные исследования скорости упругих волн и плотности горных пород при высоких давлениях в связи с изучением глубинного строения Успенской тектонической зоны.- Авторефер. кандид. диссерт. Алма-Ата, I969.

20. Литвиненко И.В. Методика изучения сложных структур верхней части консолидированной коры материков.- Тезисы докладов 2-го Всес. совещ. по изуч. земной коры и верхней мантии Земли методами сейсмологии взрывов. М., I969 (ротапринт).

2I. Майснер Р. Методика интерпретации сейсмических данных при изучении структуры земной коры.- Матер. международного совещ.экспертов по взрывной сейсмологии (Ленинград, I968). Изд-во "Наукова думка", Киев, I969.

22. Михелев И.П., Нефедкина Т.В., Тригубов А.В. Изучение интрузивов методом отраженных волн в районе Рудного Алтая.- Сб. "Методика сейсморазведки". Изд-во "Наука", Сибирское отделение, I965.

23. Михелев И.П., Рудницкая Д.И., Тригубов А.В. Сейсмические исследования Барлакско-Колыванского гранитного массива.-Сб. "Методика рудной сейсморазведки", "Наука", Сибирское отделение, I968.

24. Моисеенко Ф.С. Плотность горных пород и некоторые вопросы её изучения.- Геол. и геофиз. 1965, № 8.

25. Моисеенко Ф.С. Магнитная восприимчивость как показатель условий формирования горной породы.- Геол. и геофиз., 1966,№ 3.

26. Моисеенко Ф.С. К соотношению глубинного сейсмического зондирования и гравиметрических исследований при изучении глубинного строения земной коры.- Геол. и геофиз., 1966, № 7.

27. Моисеенко Ф.С. Строение земной коры южного горного обрамления Сибири.- Сб. "Региональные геофизич. исслед. в Сибири" "Наука", Сибирское отделение, 1967.

28. Моисеенко Ф.С. Строение и развитие земной коры южного горного обрамления Сибири. "Наука", Сибирское отделение, 1969.

29. Моисеенко Ф.С., Есиков Н.П. К оценке точности расчетов мощностей слоев земной коры и глубин их залегания при геолого - геофизических исследованиях.- Сб. "Земная кора складчатых областей юга Сибири". Изд-во "Наука", Сибирское отделение, 1969.

30. Моррис Д.Б. Анизотропия скоростей в верхней мантии Тихого океана.- Матер. международн. совещ. экспертов по взрывной сейсмологии (Ленинград, 1968). Изд-во "Наукова думка",Киев,1969.

31. Померанцева И.В. К вопросу о строении и возможном составе кристаллической толщи земной коры.- "Строение и развитие земной коры", "Наука", 1964.

32. Попов А.А., Аргентов В.В., Оспанов А.Б. Строение земной коры Центрального Казахстана по данным глубинного сейсмического зондирования.- Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., 1967, № 1.

33. Попов А.А., Аргентов В.В., Оспанов А.Б. Опыт применения и результаты исследований глубинного строения земной коры методом отраженных волн.- Сб. "Геофиз. исслед. в Казахстане". Изд-во "Казахстан", Алма-Ата, 1968.

34. Пушкарев И.К., Шацилов И.В., Иванов А.П. Глубинные сейсмические исследований по профилю Арысь-Балхаш.- Сб."Геофиз.исследования в Казахстане". Изд-во "Казахстан", Алма-Ата, 1968.

35. Соллогуб В.Б. О природе сейсмических границ земной коры.- "Геофизический сборник", вып. 25, изд-во "Наукова думка", Киев, 1968.

36. Сурков В.С., Морсин П.И. Региональные гравитационные аномалии, их связь с особенностями глубинного строения Западно-Сибирской плиты.- Сб. "Методы разведочной и промысловой геофизики при изучении строения Зап.-Сиб. низменности". Л., 1966.

37. Хили Дж. Результаты сейсмических исследований земной коры и мантии в США и задачи дальнейших исследований.- Матер. международного совещ. экспертов по взрывной сейсмологии (Ленинград, 1968). Изд-во "Наукова думка", Киев, 1969.

38. Хрычев Б.А., Лысяков Л.М., Иванов А.П. Строение земной коры северной части Тургайского прогиба.- Сб. "Геофиз. исслед.в Казахстане". Изд-во "Казахстан", Алма-Ата, 1968.

39. Цибульчик Г.М. О годографах сейсмических волн и строении земной коры Алтае-Саянской области.- Сб. "Региональные геофизические исследования в Сибири". "Наука", Сибирское отделение, 1967.

40. Щербакова Б.Е., Волхонин В.С. и др. Результаты изучения глубинного строения Юго-Восточного Прибайкалья с помощью станции "Земля".- Сов. геол., 1969, № 6.

41. Stuart D. et al. Seismic Propagation, Regional Traveltimes and Crustal Structure in the western United States.- Geophysics, 1964, v. XXIX, N 2.

42. Christensen, N.I. Shear Wave Velosities in Metamorphic rocks at Pressures to 10 Kilobars.- Journ. of Geoph. Research. 1966, vol. 71, N 14.

Н.П. Есиков

К ВОПРОСУ О СВЯЗИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ С НЕОТЕКТОНИЧЕСКИМИ СТРУКТУРАМИ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

Многочисленные исследования различными методами позволили выявить, что земная кора на протяжении всей истории своего развития испытывала сложные и разнообразные движения, обусловленные как экзогенными, так и эндогенными факторами. Наличие землетрясений, вертикальных и горизонтальных движений на современном этапе её развития свидетельствуют о непрекращающемся активном действии тектонических сил, порождающих эти движения. Однако в настоящее время ещё очень мало известно о природе и механизме этих движений, о глубине расположения их источников и т.д.

Представляется, что ответы на некоторые из этих и подобных им вопросов могут быть получены из анализа данных о глубинной структуре земной коры, поскольку как медленные, так и быстрые (сейсмические) движения вероятно в какой-то мере связаны с глубинным её строением /I/. Это относится к движениям прошлых геологических эпох, и, по-видимому, в неменьшей степени, к современным и неотектоническим движениям, создавшим современный облик земной поверхности.

Хотя на долю новейших и современных тектонических движений (неогеновых и четвертичных) приходится лишь около 5% от длительности фанерозоя они наиболее важны при изучении причин тектонических движений, поскольку их можно наиболее точно измерять и сопоставлять с геофизическими данными.

В связи с этим, представляет интерес качественное сопоставление характера неотектонических структур Северо-Западной части Алтае-Саянской области с мощностью надбазальтовой части коры, отражающей рельеф кровли "базальтового" слоя.

Схема рельефа кровли "базальтового" слоя составлена с использованием гравиметрических карт среднего масштаба, изготов -

ленных производственными организациями, а также детальных гравиметрических профилей, проложенных в Горном Алтае, Горной Шории и Западном Саяне лабораторией физики земной коры ИГиГ СО АН СССР. Основой разложения аномального поля на отдельные его составляющие служила геолого-геофизическая методика, изложенная в ряде работ и, в частности, в /6/. При интерпретации гравиметрических данных земная кора принималась четырехслойной, включающей сверху вниз "вулканогенно-осадочный", "гранитный", "диоритовый" и "базальтовый" слои. На приведенной схеме (рис. I) изображена суммарная мощность первых трех слоев - надбазальтовая часть земной коры. Её мощность и является характеристикой рельефа кровли "базальтового" слоя.

Рельеф кровли "базальтового" слоя представляется довольно сложным. Для всего региона его залегание изменяется в широком интервале глубин от 6 до 26 км. В кровле слоя четко выделяется ряд прогибов и поднятий, отмеченных на схеме.

Бийско-Барнаульская впадина и Кулундинская депрессия характеризуются небольшими значениями глубин до кровли слоя (от I0 до I6 км). Здесь выделяются Рубцовско-Барнаульское поднятие, осложненное локальными поднятиями в районе Рубцовска и Барнаула, и Славгородское с локальным поднятием в его юго-восточной части. В обоих поднятиях минимальная глубина до кровли слоя составляет I0 км. Разделены они очень слабым прогибом, глубина которого увеличивается к северу в сторону г. Камня-на-Оби, где он расширяется по площади, а кровля слоя углубляется до I4-I6 км (Камень-Обской прогиб). Северо-восточная часть Рубцовско-Барнаульского поднятия постепенно переходит в прогиб, названный Салаирским, где глубина до кровли слоя сравнима с глубиной Камень-Обского прогиба (I4-I6 км). К востоку и юго-востоку от Салаирского прогиба располагается Кузнецко-Турочакское поднятие. Оно огибает прогиб и юго-западным концом почти стыкуется с юго-восточной частью Рубцовско-Барнаульского поднятия базальтового слоя, отделяясь от него небольшим перешейком.

Горный Алтай отличается от Бийско-Барнаульской впадины, Салаира и Кузбасса значительно большей мощностью надбазальтовой части земной коры. Глубина до кровли базальтового слоя в общем здесь увеличивается с северо-запада на юго-восток от I4 до 22 км и в кровле его слоя выделяется большой по площади прогиб се-

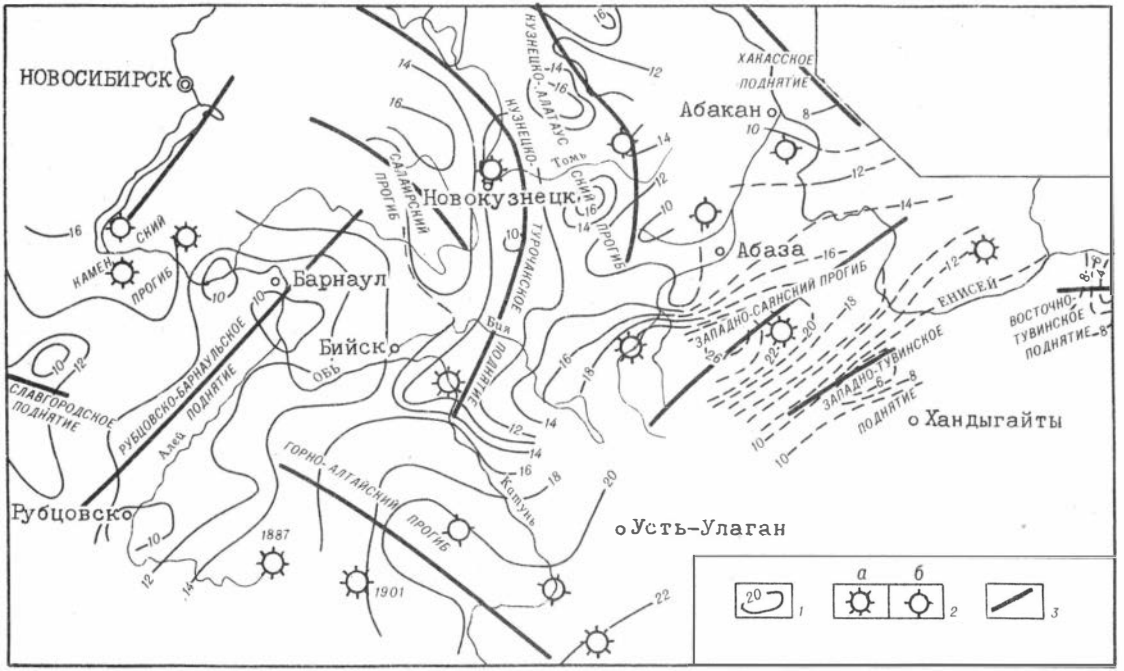

НОВОСИБИРСК
Барнаул
Бийск
Рубцовск
Новокузнецк
Абакан
Абаза
Усть-Улаган
Хандыгайты
ОБЬ
Бия
Катунь
ЕНИСЕЙ
ХАКАССКОЕ ПОДНЯТИЕ
КУЗНЕЦКО-АЛАТАУС
САЛАИРСКИЙ ПРОГИБ
ГОРНО-АЛТАЙСКИЙ ПРОГИБ
ЗАПАДНО-САЯНСКИЙ ПРОГИБ
ЗАПАДНО-ТУВИНСКОЕ ПОДНЯТИЕ
ВОСТОЧНО-ТУВИНСКОЕ ПОДНЯТИЕ
РУБЦОВСКО-БАРНАУЛЬСКОЕ ПОДНЯТИЕ
СЛАВГОРОДСКОЕ ПОДНЯТИЕ
1887
1901
а
б
1
2
3

Рис 1

веро-западного простирания - Горно-Алтайский. К востоку от Горно-Алтайского прогиба располагается Западно-Саянский, контуры которого намечены лишь приближенно по нескольким детальным профилям. Глубина до кровли слоя здесь достигает 26 км. К югу и юго-востоку от Западно-Саянского прогиба вырисовывается небольшое по площади поднятие с глубиной до кровли слоя 6-8 км - Западно-Тувинское.

К северу от Западно-Саянского прогиба намечается Хакасское поднятие (10-12 км). Между последним и Кузнецко-Турочакским поднятием выделяется Кузнецко-Алатауский прогиб с изометрическими локальными структурами, в которых поверхность слоя залегает на глубине до 16 км. В южной части он расширяется и сливается с Западно-Саянским прогибом.

Нетрудно видеть, что всю рассматриваемую территорию можно, в свою очередь, разделить на две части: северо-западную, включающую в себя Бийско-Барнаульскую впадину, Салаирский кряж, Кузнецкий и Хакасский неотектонические прогибы, Кузнецкий Алатау, и юго-восточную - Горный Алтай, Западный Саян и Тувинский прогиб. В первой из них мощность надбазальтовой части коры 8-14 км и лишь в небольших по площади углублениях кровли базальтового слоя, приуроченных к Салаирскому кряжу и Кузнецкому Алатау - 16 км. Во второй - минимальная глубина до кровли слоя равна 4 км, а максимальная достигает 22-26 км, Кроме этого, амплитуда прогибов и поднятий кровли слоя в северо-западной части в 2 раза меньше, а "частотность" поверхности гораздо выше, чем в юго-восточной части. Хотя возможно, что частота смены поднятий и прогибов для юго-востока полностью не выявлена, в связи с большей схематичностью построения рельефа кровли слоя.

Р и с. 1 - Схематическая карта рельефа кровли базальтового слоя (мощности надбазальтовой части) земной коры Северо-Западной части Алтае-Саянской области. Условные обозначения: 1 - осредненные глубины до кровли базальтового слоя (мощности надбазальтовой части) земной коры; 2 - эпицентры землетрясений по инструментальным и макросейсмическим данным по Н.Д. Жалковскому /3/: а - $5.25 \leq M < 6.50$; б - $4.25 \leq M < 5.25$, $K = 12$; 3 - оси неотектонических структур по Ф.С.Моисеенко /4/.

Сопоставление рассматриваемой схемы с картой новейшей тектоники Алтае-Саянской области /4/ приводит к выявлению определенных качественных соотношений между структурами рельефа кровли базальтового слоя (мощностью надбазальтовой части коры) и неотектоническими структурами. Так, один из основных элементов новейшей структуры Алтае-Саянской складчатой области Алтайское поднятие своей осевой частью приходится на Горно-Алтайский прогиб базальтового слоя, т.е. ему соответствует увеличенная мощность надбазальтовой части коры. Меньшее по площади Западно-Саянское неотектоническое поднятие так же, как и Алтайское, зеркально отражено в рельефе кровли слоя. Неотектоническим впадинам - Бийско-Барнаульской, Кулундинской и прогибам - Кузнецкому и Хакасскому соответствует уменьшение мощности надбазальтовой части коры. Неотектонические структуры более высокого порядка в юго-восточной части региона - Чиргакская и Кызыльская - явно отражены в рельефе базальтового слоя, а такие же примерно по площади структуры Горного Алтая, как например, Ануйский прогиб, не проявляются в кровле слоя.

Несколько особняком стоит Кузнецко-Салаирская группа неотектонических структур. Здесь ось Кузнецко-Турочакского поднятия кровли базальтового слоя удовлетворительно совпадает в плане с осью Кузнецкого и Турочакского неотектонических прогибов. В то же время наибольшие мощности надбазальтовой части на Салаире и в Кузнецком Алатау приурочены к границе Кузнецкого прогиба с этими структурами, а Сузунскому поднятию соответствует Камень-Обской прогиб кровли слоя.

Таким образом, в рельефе поверхности базальтового слоя отражаются как высокогорные районы, так и впадины, и, в основном, имеют место обратные по знаку соотношения между "дневной" и "базальтовой" поверхностями. Отметим, что аналогичная закономерность найдена раньше для Центрального Казахстана, где обширные по площади сопочные нагорья: Улутау-Тениз-Сарысуйское, Кокчетауское и др. приурочены к прогибам базальтового слоя, а впадины - к поднятиям /6/.

Для рассматриваемой нами территории соотношения между глубиной базальтового слоя и отметками высот в разных участках несколько различны. Так, Алтайскому неотектоническому поднятию с высотой центральной части над уровнем моря, достигающей 3-4 км,

соответствует мощность надбазальтовой части 20–22 км, а Западно-Саянскому поднятию (до 2–3 тыс.м.) – 24–26 км.

Аналогичное явление наблюдается и для неотектонических впадин. В Бийско-Барнаульской впадине с абсолютными отметками 100–350 м поверхность базальтового слоя залегает на глубине 10–12 км, а в Чиргакской и Кызыльской с отметками 700–900 м – на глубине 4–6 км. Физические причины такого несоответствия заключаются, по-видимому, в том, что рельеф дневной поверхности последовательно, но неполно отражается в нескольких поверхностях раздела в земной коре, и в зависимости от строения, состава, физических свойств горных пород, слагающих слои, соотношения между рельефом дневной поверхности и рельефом подошвы или кровли какого-либо слоя на разных участках могут отличаться.

Очертания рассматриваемых неотектонических структур более удовлетворительно совпадают с очертаниями структур рельефа поверхности базальтового слоя в юго-восточной части региона и в районах Славгородского и Рубцовско-Барнаульского поднятий базальтового слоя. В Кузнецко-Салаирской группе структур соответствие очертаний менее выражено. Здесь, как отмечалось, наибольшая глубина до кровли базальтового слоя в Кузнецко-Алатауском и Салаирском прогибах слоя приходится на границу Кузнецкого неотектонического прогиба с поднятиями Кузнецкого Алатау и Салаира. В то же время ось Кузнецкого неотектонического прогиба удовлетворительно совпадает с центром Кузнецко-Турочакского поднятия слоя.

Ещё в 1960 г. в работе /7/ отмечалась возможность связи движений земной поверхности с глубинной структурой земной коры. Поэтому не лишенным интереса является сопоставление современной активности неотектонических структур с мощностью надбазальтовой части земной коры. Тектоническая активность, как известно, в какой-то мере проявляется через землетрясения. В размещении эпицентров землетрясений Алтае-Саянской области относительно новейших структур намечаются определенные закономерности, описанные в работе /5/. Совершенно четко отмечается, что северо-западная группа структур менее сейсмически активна, чем юго-восточная. Как видно на схеме первой из них присуща небольшая мощность надбазальтовой части коры (до 16 км), тогда как в юго-восточной части глубина до кровли базальтового слоя достигает

22-26 км. При этом эпицентры наиболее сильных землетрясений, зарегистрированных в рассматриваемой части Алтае-Саянской области располагаются либо на стыке отрицательных и положительных структур рельефа кровли базальтового слоя, либо на их крыльях, хотя в восточной части Горного Алтая также и близ осевой части прогиба. К примеру, эпицентры Кузнецких землетрясений и землетрясение, эпицентр которого расположен к юго-востоку от Бийска (рис. I), приурочены к границе Кузнецко-Турочакского поднятия базальтового слоя с Салаирским и Горно-Алтайским прогибами, соответственно.

В работах /2,8,9,I0/ глубина очагов землетрясений оценивается в большинстве случаев в I5-20 км. Близкое к нормальному распределение глубин эпицентров может быть объяснено как ошибками определения глубин, так истинным распределением очагов в земной коре /9/. Однако, в обоих случаях основная масса очагов может быть отнесена к некоторой поверхности (по-видимому, к некоторому слою), расположенной на глубине I5-20 км. Для рассматриваемой части Алтае-Саянской области на такой глубине лежит кровля базальтового слоя. Ни одно из сильных землетрясений, местоположение эпицентров которых заимствовано со схемы, помещенной в работе /3/, не приурочено к максимальной или минимальной глубине до кровли слоя.

Таким образом, на основании рассмотренного материала можно сделать следующие выводы:

Рельеф земной поверхности находится в более сложных соотношениях со строением земной коры, не укладывающихся в представления лишь обратного соотношения его с рельефом поверхности Мохоровичича. Форма рельефа находит отражение не только в рельефе подкорового слоя, но и в мощности надбазальтовой части коры, в рельефе базальтового слоя, т.е. подтверждается мнение о многоярусности изостатической компенсации /6/. Ей подвергаются как крупные региональные структуры, так и, по-видимому, сравнительно небольшие - в пределах кровли базальтового слоя.

Подтверждается мнение о том, что наиболее мобильными участками земной коры в настоящее время являются участки с наиболее развитой надбазальтовой частью коры.

Наблюдается приуроченность эпицентров наиболее сильных землетрясений северо-западной части Алтае-Саянской области к кровле базальтового слоя.

Полученные данные о глубинном строении земной коры могут быть использованы для выяснения важных особенностей глубинных тектонических процессов,а также при интерпретации новейших и современных движений земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

I. Донабедов А.Т., Сидоров В.А. О соотношениях между современными вертикальными движениями земной коры, геофизическими полями и геоструктурными элементами на территории Европейской части СССР.- Сб. "Современные движения земной коры", № I, Изд-во АН СССР, М., I963.

2. Жалковский Н.Д., Цибульчик Г.М., Шебалин Н.В. Землетрясение в г. Камень-на-Оби I5 февраля I965 г. Докл. АН СССР,I965, № 2.

3. Жалковский Н.Д. Некоторые результаты исследований сейсмичности Алтае-Саянской горной области.- Сб. "Регион. геофиз. исслед. в Сибири", Изд-во "Наука", Сиб. отд., I967.

4. Моисеенко Ф.С. Новейшая тектоника западной части Алтае-Саянской области.- Тектоника Сибири, т. I, Изд-во Сиб. отд. АН СССР, I962.

5. Моисеенко Ф.С. Некоторые черты неотектоники, результаты и возможности сейсмогеологических исследований в Алтае-Саянской области.-Геол.,и геофиз. I969, № 2. Изд-во "Наука", Сиб.отд., I969.

6. Моисеенко Ф.С. Строение земной коры Южного Горного обрамления Сибири. Изд-во "Наука", Сиб. отд., I969.

7. Федынский В.В. Геофизические данные о некоторых чертах строения и развития земной коры. Докл. сов. геологов XXI сессии МГК. Гос. научн.-техн. изд-во, М., I960.

8. Цибульчик Г.М. О годографах сейсмических волн и строении земной коры Алтае-Саянской области.- Сб. регион. геофиз.исслед. в Сибири. Изд-во "Наука", Сиб. отд., I969.

9. Цибульчик И.Д. О глубинах очагов землетрясений Алтае-Саянской области.- Геол. и геофиз., № 5, Изд-во "Наука", Сиб. отд., I966.

I0. Шебалин Н.В. Бальность,магнитуда и глубина очага землетрясений.Сб."Землетрясения в СССР",Изд-во АН СССР,М., I96I.

А.В. Ладынин

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И ИЗОСТАЗИЯ НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ ЮГА СИБИРИ

Изучение связи неотектонических движений, преимущественно голоценовых и современных, с изостатическим состоянием горных районов юга Сибири имеет целью выяснение условий, при которых данные об изостазии можно использовать (по крайней мере, качественно) для суждения о направлении, сравнительной скорости и степени дифференциации неотектонических движений в районах, недостаточно изученных геодезическими и геолого-геоморфологическими методами.

Рассматриваемые нами движения по классификации М.В.Гзовского и А.А. Никонова /5/ относятся преимущеотвенно к "молодым" (10^3-10^5 лет), в меньшей степени к "современным" (10-1000 лет) и "новейшим" (10^5 - 10^7 лет). Нас интересуют только вертикальные движения, непосредственно отражающиеся в изменениях гравитационного поля и изостатического состояния, хотя изучение изостазии в более широком аспекте приводит к выводу о тесной взаимосвязи вертикальных и горизонтальных движений в коре и верхней мантии (19, 20 и др./.

Характеристика движений по геоморфологическим районам юга Сибири

По Горному Алтаю геодезических данных о современных движениях очень мало. Линия повторного нивелирования Новосибирск - Барнаул-Семипалатинск пересекает лишь молодое поднятие Приобского плато в Бийско-Барнаульской впадине и крайние западные отроги Алтайского свода на водоразделе рек Алея и Иртыша, где отмечается максимальная скорость поднятия - 10 мм/год (относитель-

но Новосибирска). Отмечено, что Приобское плато поднимается с большей скоростью, чем западные отроги унаследованного Салаирского кряжа, соответственно 7 и 4 мм/год /20/.

В юго-западной и центральной частях Горного Алтая, по которым имеются данные об изостатических аномалиях, сведения о движениях плейстоценового и голоценового времени основаны на геолого-геоморфологических данных /3, 6, 7, II и др./. Вся эта территория в настоящее время вовлечена в прогрессирующее интенсивное поднятие[x]. Оно неравномерно: наиболее интенсивно поднимаются хребты (Курайский, Шапшальский, Теректинский и др.), а впадины (Чуйская,Курайская,Джулукульская и др.),либо отстают в поднятии, либо прогибаются. Наиболее резко дифференциация движений выражена в зонах разломов - Курайского, Шапшальского и др., что находит отражение в приуроченности к ним эпицентральных зон землетрясений /8, 22 и др./. Устойчивое поднятие региона, исключая кратковременное прогибание в раннем плейстоцене/7/, проявлялось в течение всего новейшего этапа активизации. Со среднего плейстоцена, как показывают геолого-геоморфологические /II/ данные, в поднятие вовлекаются платформенные участки и в том числе Бийско-Барнаульская впадина.

В Кузнецко-Горношорском районе, куда мы включаем Салаир, Кузнецкий Алатау, Горную Шорию, Кузнецкую и частично Минусинскую впадины, также нет линий повторного нивелирования, кроме пересекающей Салаир линии Новосибирск-Барнаул. По геолого-геоморфологическим данным молодые и современные движения района существенно отличаются от движений Горного Алтая /II/. Здесь отмечается почти полная унаследованность новейших структур от палеозойских, но новейшие и молодые движения не являются однозначными, как в Горном Алтае. В рассматриваемом районе роль протибаний как в процессе формирования полигенетических поверхностей выравнивания и новейших морфоструктур, так и в распределении знака молодых и современных движений по площади, очень велика. Нисходящие движения в голоцене отмечены в Минусинской и на большей части Кузнецкой впадины, за исключением пригорношорской и

---

x) Автор экстраполирует данные о плейстоценовых и голоценовых движениях на настоящее время. Правомерность такой экстраполяции далеко не очевидна. (Прим. ред.).

присалаирской её частей, где отмечаются дифференцированные движения, связанные со слабым неравномерным поднятием Салаира и с относительным поднятием в западной части Горной Шории /II/. С дифференцированными движениями на границе Кузнецкой впадины и Кузнецкого нагорья связаны зарегистрированные здесь эпицентры землетрясений 1898 и 1903 гг /8/. Районы Кузнецкого нагорья и прежде всего Кузнецкого Алатау, где в новейшее время отмечен ряд этапов поднятия и прогибания с формированием поверхностей выравнивания, испытывают в голоцене относительно слабое неравномерное (во времени и пространстве) поднятие с признаками дифференциации в зонах палеозойских разломов. Слабое поднятие имеет место также в Салаире. В целом район по сравнению с Горным Алтаем значительно менее подвижен, характеризуется, вероятно, существенно меньшими скоростями движений и частыми (во времени) изменениями их знака.

Западный Саян и Тува лучше других районов юга Сибири изучены в отношении новейших и современных движений. Здесь имеется линия повторного нивелирования по р. Енисей /22/, кроме того, составлены схемы новейших движений по отдельным стадиям этапа новейшей активизации /14/. Рассматриваемый район характеризуется существенной зависимостью новейшей структуры от палеозойской. В Западном Саяне и особенно в Центральной Туве в голоцене отмечается преобладание нисходящих движений, захватывающих краевые участки относительных поднятий (Западного Саяна, Танну-Ола и др.). По данным повторного нивелирования вдоль р. Енисей от Минусинска до устья р. Хемчик отчетливо выделяются три блока с разной интенсивностью движений: Южно-Минусинская впадина опускается в центральной части со скоростью 2-3 мм/год, к югу скорость опускания возрастает до 5-10 мм/год, северное низкогорье Западного Саяна опускается со скоростью 3-5 мм/год, а центральная часть Западного Саяна поднимается со скоростью 8-14 мм/год. За исходный (нулевой) уровень здесь принят Минусинск.

Сопоставление данных повторного нивелирования с материалами по голоценовым движениям показывают, что рассматриваемый район вовлечен в настоящее время (по-видимому, вместе с Кузнецко-Горношорским районом) в региональное погружение небольшой интенсивности, на фоне которого продолжается интенсивное поднятие отдельных хребтов. Активность нисходящих движений отражается в

распределении эпицентров землетрясений, которые приурочены к прогибам и, в частности, к осложняющим их внутренним поднятиям и ограничивающим активизированным разломом, тогда как в Горном Алтае эпицентры тяготеют к участкам максимальных поднятий /22/.

В Восточном Саяне новейшие и голоценовые движения изучены в основном геолого-геоморфологическими методами /II/. Лишь северные предгорья захватывает линия повторного нивелирования по железной дороге Красноярск-Иркутск /I2/.

Восточный Саян по характеру новейших движений во многом подобен Горному Алтаю. Здесь также мала роль нисходящих движений в истории новейшей активизации, а голоценовый этап характеризуется интенсивным поднятием с дифференциацией на блоки, ограниченные разломами. Наиболее значительна эта дифференциация в юго-восточной части Восточного Саяна, в районе Тункинских впадин, входящих в систему Байкальского рифта /24/.

Поднятия охватывают окраинные части Сибирской платформы, что находит отражение в результатах повторного нивелирования, согласно которым восточная часть Иркутского прогиба поднимается относительно района Красноярска со скоростью около 6 мм/год/I2/. Так как предполагать значительное абсолютное поднятие Иркутского прогиба в голоцене не имеется оснований, этот факт может служить указанием на погружение района Красноярска, расположенного непосредственно вблизи границы Хакасско-Монгольского прогиба /23/, что является дополнительным доказательством регионального опускания последнего, в том числе входящих в него Минусинского и Тувинского прогибов. Об активности интенсивного поднятия Восточного Саяна свидетельствует и приуроченность эпицентров наиболее сильных землетрясений к поднятиям. Другая часть землетрясений соответствует дифференциальным движениям в районе Тункинских впадин, связанных, однако, уже с тектоническим режимом Байкальской рифтовой зоны /25, 28/.

Байкальская рифтовая зона - область наиболее активной на юге Сибири современной тектоники и сейсмичности. Здесь в Прибайкалье был выполнен первый в Сибири анализ материалов повторного нивелирования для изучения современных движений. В.П. Солоненко /I950/ отметил опускание южного побережья Байкала по отношению к северо-западному со скоростью около 5 мм/год. Недавно В.Г.Колмогоровым /I969/ проанализированы результаты повторного нивели-

рования по линии Слюдянка-Чита; отмечено опускание Прибайкалья по отношению к Забайкалью со средней скоростью 2-3 мм/год.

Наиболее существенные выводы о современных движениях Байкальской рифтовой зоны сформулированы В.П. Солоненко и др./24/: а) отрицательные структуры здесь испытывают опускание, а положительные - поднятие, и при землетрясениях преобладают сбросы или сбросо-сдвиги; б) крупные впадины сохранили устойчивую тенденцию к опусканию, которое является ведущим процессом; в) сейсмотектонические процессы во впадинах продолжаются, возможно, с возрастающей интенсивностью, а сами впадины разрастаются за счет обрамляющих поднятий; г) активным является процесс новообразования впадин в осевых частях хребтов, в особенности на северо-востоке зоны, что указывает на миграцию процесса рифтогенеза к востоку; д) наиболее активны (являются генераторами сейсмичности) зоны разломов на сочленении морфоструктур с противоположными знаками движений; е) современные движения носят по преимуществу характер разрывов и смещений при землетрясениях; роль пластической деформации невелика; ж) общим геодинамическим фоном здесь является горизонтальное растяжение вкрест простирания структур /24, 25/.

Данные о характере современных и голоценовых движений, полученные геолого-геоморфологическими методами, изучением деформаций при землетрясениях и пока ещё крайне малочисленными повторными нивелировками, свидетельствуют, во-первых, о возрастающей интенсивности движений, и во-вторых, об их различии в разных частях зоны. Северо-восточная часть Байкальского рифта - Становое нагорье (Становая и Муйская зоны, табл. I) испытывает преимущественно восходящие движения, с интенсивной дифференциацией по зонам активизированных разломов и относительным опусканием впадин /24, 25/, тогда как юго-западная часть - собственно Байкальская зона, включающая Байкал, Тувинскую, Баргузинскую и Верхне-Ангарскую впадины, характеризуются активными нисходящими движениями, прогибанием и расширением впадин, что проявляется в сейсмотектонических деформациях при современных землетрясениях и в палеосейсмодислокациях в виде сбросов рвов, уступов, грабенов, сейсмогравитационном оседании отдельных блоков по бортам впадин (залив Провал и др.) /28/.

Забайкалье является наиболее спокойным районом в отношении современной тектоники. Современные и даже новейшие движения

этого района изучены довольно слабо, особенно изменения движений во времени за неоген-четвертичный период. Для Забайкалья характерным является унаследованность кайнозойского структурного плана от мезозойского, а также преобладание изгибовых (волновых) деформаций и движений над разрывными (глыбовыми). Мезозойские впадины Западного и Центрального Забайкалья отличаются от "байкальских" большей ролью изгибовых деформаций по сравнению с разломами, а также нормальной последовательностью отложений, свидетельствующей о постепенном снижении интенсивности движений в процессе их формирования /27/.

Центральное Забайкалье является областью относительной стабилизации; здесь неоднократно происходила смена знака малоинтенсивных движений /3/. В Западном Забайкалье в голоцене продолжается опускание, о чем свидетельствует довольно мощный процесс аккумуляции аллювия р. Селенгой /12/. В Восточном Забайкалье продолжается поднятие Даурского свода /9/. По мнению Н.А. Флоренсова /26/ отсутствие здесь крупных межгорных впадин и хорошая сохранность мезозойских эффузивно-осадочных отложений свидетельствует о неглубоком эрозионном срезе, что может объясняться медленностью или непродолжительностью восходящих движений, образовавших Даурский свод. Ниже мы покажем, что анализ изостазии позволяет с достаточной определенностью разрешить эту альтернативу в пользу именно медленности и слабой дифференцированности движений. Юго-восточное Забайкалье после плейстоценовой инверсии движений и перестройки стока рек, ранее впадавших в котловины Монголии, в голоцене испытывает малоинтенсивное и слабодифференцированное поднятие. Вся территория Забайкалья существенно уступает Байкальской рифтовой зоне в интенсивности и дифференцированности молодых и современных движений, что отражается также и в слабой сейсмичности Забайкалья.

Особенности изостазии и их связь с вертикальными движениями

Анализ распределения изостатических аномалий (Граф-Хантера) по отношению к разного знака и порядка новейшим структурам, сравнение статистических характеристик гравитационных аномалий Буге и изостатических и параметров их корреляции с осредненным

рельефом в перечисленных выше районах юга Сибири позволили установить некоторые региональные закономерности в распределении нарушений изостазии и связи этих нарушений с новейшей структурой и современными движениями. Результаты наших работ подтверждают выводы многих исследователей /I,2,4, 20 и др./ о тесной связи нарушений изостазии с вертикальными движениями земной коры и о преимущественно антиизостатическом характере этих движений в горных областях юга Сибири.

В таблице I приведены статистические характеристики аномалий и параметры их корреляции с рельефом: средние значения M_0 (рис. I), стандартные отклонения σ_0, коэффициенты корреляции, коэффициенты уравнений регрессии для аномалий Грааф-Хантера - A, B_x ($\Delta g_x = A + B_x \bar{h}$) и коэффициенты неравновесия: $Q_1 = \frac{B_x}{B_0}$ и $Q_2 = \frac{\Delta \bar{g}_x}{2\pi f \sigma_0 \bar{h}_{cp}}$ (B_x – коэффициент пропорциональности аномалий Грааф-Хантера среднему рельефу, B_0 – то же для аномалий Буге при условии полной компенсации, $B_0 = -0,III6$, $\Delta \bar{g}_x$ – среднее по району значение аномалии Грааф-Хантера, $2\pi f \sigma_0 \bar{h}_{cp}$ – среднее значение изостатической поправки). Q_1 имеет смысл коэффициента локальной недокомпенсации в среднем по району, для которого он вычислен; при отсутствии корреляции аномалий Грааф-Хантера с рельефом, то-есть при полной компенсации, $Q_1 = 0$; при полном отсутствии компенсации $Q_1 = I$. Q_2 имеет смысл коэффициента региональной перегрузки; при переходе некомпенсированного поднятия к прогибу он меняет знак; при полном равновесии достаточно большого района $Q_2 = 0$, так как в этом случае аномалии от плотностных неоднородностей в коре и их компенсации погашают друг друга.

В большинстве районов юга Сибири новейшие структуры уравновешены на 80-90%[x)], причем, как показало изучение глубинного строения этой территории /8, 30 и др./, основные компенсационные массы образованы рельефом подошвы коры, но на отдельных участках в Горном Алтае, в Забайкалье и в северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны значительную компенсационную роль играют крупные гранитные батолиты, залегающие на глубинах до 20 км.

---

x) Приведенные цифры, как и коэффициенты Q_1 и Q_2, основаны на сравнении компенсационных масс с топографическими массами, отсчитываемыми от уровня моря. Это эквивалентно степени равновесия 99,0-99,5%, если оценивать её по изменению давления на поверхности компенсации – А.Л.

Таблица I

СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ И ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ С РЕЛЬЕФОМ

№№ пп	Группа	Районы и зоны	Стандартные отклонения (σ_*)			Коэффициенты корреляции ρ		Параметры уравнений регрессии для аномалий Грааф-Хантера			Коэффициенты неравновесия	
			$\pm\bar{h}$ (км)	$\pm\Delta g_б$	$\pm\Delta g_z$	$\rho_{\bar{h},б}$	$\rho_{\bar{h},z}$	A	B_z	$\pm\sigma_z$	θ_1	θ_2
I	I	Горный Алтай	0,4I	4I	I2	-0,97	+0,5I	- 4	+0,0I5	I2	0,I8	0,09
2	I	В т.ч. Чарышско-Теректинская x)	0,II	I4	I0	-0,72	+0,27	-I8	+0,024	I0	0,2I	0,I5
3	I	зоны Ануйско-Чуйская	0,36	4I	8	-0,98	+ 0	+20	+ 0	08	0	0,II
4	I	Западно-Саянская	0,23	23	I2	-0,88	+0,42	-20	+0,024	II	0,I9	0,II
5	II	Кузнецко-Горноморский р-н	0,23	20	25	-0,43	+0,70	-42	+0,074	I8	0,66	0,04
6	II	В т.ч. Кузнецкий прогиб	0,08	I0	I6	+0,35	+0,82	-58	+0,I52	I0	I,36	-0,05
7	II	Кузнецкий Алатау	0,I4	II	2I	+0,2I	+0,8I	-86	+0,I3I	II	I,57	0,22
8	II	Минусинский прогиб x)	0,I3	II	I5	-0,30	+0,35	-59	+0,064	II	0,76	-0,38
9	I-II	Западный Саян и Тува	0,37	37	2I	-0,82	+0,5I	-40	+0,028	I8	0,25	-0,II
I0	I-II	В т.ч. Западный Саян	0,24	22	I3	-0,87	+0,56	-36	+0,03I	II	0,28	0
II	II	Центральная Тува	0,22	22	25	-0,I6	+0,88	-I26	+0,I0I	I2	0,90	-0,I3
I2	I	Восточный Саян	0,48	48	I5	-0,96	+0,49	+2	+0,0I6	I3	0,I4	0,I6
I3	I-II	Байкальская рифтовая зона	0,3I	3I	32	-0,52	+0,57	-60	+0,059	26	0,48	0,0I
I4	II	В т.ч. Байкальская зона	0,36	33	32	-0,57	+0,55	-68	+0,054	27	0,49	-0,25
I5	III	Муйская зона	0,I9	3I	I9	-0,80	-0,I7	+29	-0,0I7	I9	-0,I6	0,06
I6	I	Становая зона	0,I9	24	I5	-0,79	+0,20	+ 9	+0,0I5	I4	0,I4	0,2I
I7	I	З а б а й к а л ь е	0,2I	27	II	-0,9I	-0,I2	+I6	-0,006	II	-0,06	0,09
I8	I-III	В т.ч. Джидино-Одекминская зона	0,I7	20	II	-0,84	+0,24	- 6	+0,0I6	II	0,I4	0,08
I9	III	Восточное Забайкалье	0,24	34	II	-0,95	-0,24	+3I	-0,020	I0	-0,I8	0,I2
20	I	В т.ч. Даурская	0,I6	20	9	-0,89	+0,02	+ 4	-0,00I	9	-0,0I	0,04
2I	I-III	зоны Агинская x)	0,I0	I5	8	-0,69	-0,08	+I4	-0,007	8	-0,06	0,09
22	III	Шилко-Аргунская	0,07	I4	I0	-0,73	-0,32	+56	-0,050	I0	-0,44	0,22

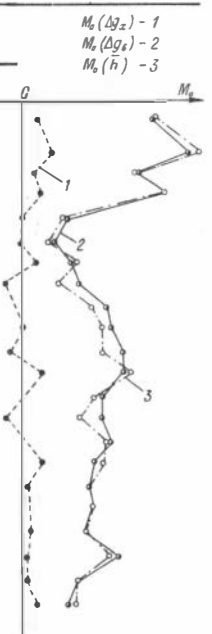


Рис.I

x) Районы и зоны, параметры корреляции в которых определены ненадежно из-за недостатка данных, малых размеров зоны или малого диапазона изменения коррелируемых величин.

Как видно из таблицы, на юге Сибири можно выделить три группы районов, отличающихся типом и степенью отклонений от равновесия, а также особенностями их связи с новейшими и современными движениями.

I группа (Горный Алтай, Восточный Саян, Становая зона Байкальского рифта и бо́льшая часть Забайкалья) характеризуется в основном положительными изостатическими аномалиями ($\Delta\bar{g}_x > 0$), относительно небольшой амплитудой их изменения и дисперсией по отношению к аномалиям Буге ($\sigma_x < \sigma_б$), тесной связью последних с рельефом ($-1{,}0 < \rho_{\bar{h},б} \leq -0{,}8$) и, как правило, весьма слабой корреляцией изостатических аномалий с рельефом ($0 \leq \rho_{\bar{h},x} \leq 0{,}5$), близкими к нулю значениями свободного члена в уравнениях регрессии ($-20 \leq A \leq 20$), малыми величинами коэффициента B в уравнениях регрессии для изостатических аномалий ($0 \leq B_x \leq 0{,}05$) и, как следствие, малыми и близкими между собой коэффициентами неравновесия θ_1 и θ_2 ($0 \leq \theta_1 \leq 0{,}2$; $0 \leq \theta_2 \leq 0{,}16$). Таким образом, для районов I группы характерна небольшая недокомпенсация локальных морфоструктур при определенной перегрузке этих районов в среднем.

С точки зрения неотектоники общим для районов I группы является преобладание поднятий различной интенсивности и степени дифференциации, как правило, унаследованно развивавшихся в течение всего новейшего времени. Здесь отмечается прямая связь интенсивности и дифференциации голоценовых и современных движений с изостатическими аномалиями. Там, где поднятия захватывают прилегающие платформенные районы, например, по северной границе Восточного Саяна, положительные изостатические аномалии распространяются в область платформы. Межгорные впадины в Горном Алтае и в Становой зоне (Чуйская, Чарская и др.) отстают в процессе поднятия от хребтов, приближаясь к равновесному положению, причем эта дифференциация движений приурочена к активизированным разломам, выделяющимся интенсивными аномалиями типа ступеней с большими градиентами.

II группа (Кузнецко-Горношорский район, Центральная Тува и собственно Байкальская зона Байкальского рифта) характеризуется преимущественно отрицательными (за исключением Кузнецкого Алатау) изостатическими аномалиями ($\Delta\bar{g}_x < 0$), равной или большей их дисперсией по сравнению с аномалиями Буге ($\sigma_x \geq \sigma_б$),

слабой или даже антиизостатической связью аномалий Буге с рельефом ($-0,6 < \rho_{\bar{h},\delta} < 0,4$), относительно тесной положительной корреляцией изостатических аномалий с рельефом ($\rho_{\bar{h},x} > 0,5$), большой отрицательной величиной свободного члена ($A < -40$) и большими величинами B_x ($B_x > 0,05$) в уравнениях регрессии, при $\theta_1 > 0,6$ и $\theta_2 < 0$. Отсюда следует, что районы П группы характеризуются значительной локальной недокомпенсацией при некоторой, кроме Кузнецкого Алатау, региональной недогрузке.

Как сообщалось выше, эти районы могут рассматриваться как участки земной коры, либо более или менее стабильные в отношении региональных голоценовых и современных движений (Кузнецко - Горношорский район), либо интенсивно прогибающиеся (Центральная Тува, Байкальская зона). Как и в районах I группы, связь изостатических аномалий с современными движениями здесь такова, что продолжение движений (в данном случае - прогибание) ведет к прогрессирующему нарушению равновесия. Однако, характер такой связи в разных районах существенно различен, что можно объяснить различием в скорости изостатического регулирования, в частности, в Байкальской зоне и в Кузнецко-Горношорском районе. Известные данные о повышенном тепловом потоке /23/, аномальном разогреве в коре и верхней мантии по результатам МВЗ и МТЗ /29 и др./, уменьшении сейсмических скоростей в верхней мантии и горизонтальных растягивающих напряжениях /24/ позволяют предполагать в Байкальской рифтовой зоне повышение скорости изостатического регулирования по сравнению с другими районами юга Сибири. Видимо, поэтому, несмотря на высокую тектоническую активность Байкальской зоны, с преобладанием антиизостатических движений /4, 24/, отклонения от равновесия здесь (если учесть аномальный эффект осадков во впадине Байкала), не больше, чем в слабоактивном в отношении современных движений Кузнецко-Горношорском районе. Отклонения от изостазии в Байкальской зоне вероятно обсуловлены в основном интенсивными современными движениями, продолжающимися унаследованно от голоценовых, тогда как доголоценовые структуры можно предполагать уравновешенными. В Кузнецко-Горношорском районе, как следует из данных о его глубинном строении и непосредственно из специфики корреляции аномалий Буге и изостатических между собой и с рельефом, абсолютно мала роль компенсационных масс, и наблюдающиеся отклонения от равновесия явля-

ются результатом практически всей неотектонической истории. Объяснением слабой уравновешенности этого района может быть предположение о малой скорости изостатического регулирования в сочетании со стабильностью тектонического режима, о чем свидетельствует совпадение современных поднятий и впадин с палеозойскими структурами.

Антиизостатическая направленность современных и голоценовых движений в районах П группы видна из сопоставления изостатических аномалий с геоморфологическими данными /I3, 22, 24/ и данными повторного нивелирования в Западном Саяне /2I/ и в Прибайкалье. Хотя для всех районов ведущим является прогибание, в которое вместе с впадинами вовлекаются прилегающие участки хребтов (Западный Саян и др.), относительно впадин, а часто и абсолютно, хребты продолжают восходящее движение, что находит отражение в положительных изостатических аномалиях над ними. В этом отношении Западный Саян, Кузнецкий Алатау и, возможно, другие крупные хребты имеют некоторое сходство с районами I группы.

Значительный аномальный эффект в Байкальской зоне создает осадочная толща, которая возможно частично компенсирована /2 I0, I7/. Но эта компенсация не является полной /2, I5-I7/; косвенное свидетельство этому можно видеть в существовании в Центральной Туве интенсивного минимума изостатических аномалий (примерно 0,5 амплитуды Байкальского минимума), хотя мощность рыхлых отложений здесь не более I км. Степень локальной недокомпенсации в Туве, однако, значительно больше, чем в Байкальской зоне, что по-видимому, связано не с большой интенсивностью прогибания, а с меньшей скоростью изостатического регулирования, хотя современная тектоническая активность, судя по высокой сейсмичности этого района /8, 22/, довольно значительна.

Районы Ш группы (Муйская зона Байкальского рифта, Шилко - Аргунская и отчасти Агинская зоны в Восточном Забайкалье) единственные на юге Сибири, где отмечается тенденция к локальной перекомпенсации, что выражается в отрицательной корреляции изостатических аномалий с рельефом ($\rho_{h,x} < 0$, $B_x < 0$, $\theta_1 < 0$). Этим районам свойственны и большие величины свободного члена в уравнениях регрессии ($A \geq 30$). По другим параметрам отличий от районов I группы не отмечено. Нет достаточных оснований предполагать, что современные движения в этих зонах являются резуль-

татом действия изостатических сил. В Муйской зоне эффект перекомпенсации создается приуроченностью к высокоподнятым участкам мощных (до 18–20 км) гранитных батолитов, компенсирующая роль которых из-за малой их глубины и сравнительно небольших размеров в плане недостаточно учитывается изостатической поправкой. К тому же, нет явной корреляции между размещением и мощностью гранитов с одной стороны и местоположением и высотой хребтов – с другой. По совокупности геоморфологических, сейсмотектонических и гравиметрических данных можно полагать, что в Муйской зоне имеют место дифференцированные движения на фоне общего поднятия, причем в пределах гранитных массивов поднятие может быть синизостатическим, тогда как опускание впадин на гранитном основании (например, Верхне-Ангарской) ведет к дальнейшему нарушению равновесия, как и погружение Байкала.

В юго-восточном Забайкалье эффект перекомпенсации создается также преимущественным развитием в пределах хребтов гранитоидов и плотных докембрийских и нижнепалеозойских метаморфических пород в основном на участках пониженного рельефа. Такое распределение аномальных масс в верхней части коры в определенной коре компенсирует структуры рельефа, но из-за малой глубины этих масс их компенсационное влияние недоучитывается. Связь же распределения изостатических аномалий и указанных аномальных масс с современными движениями здесь не ясна из-за недостаточной изученности последних. Имеющиеся данные о недавней инверсии движений /26/ как-будто позволяют согласовать особенности изостазии с новейшей структурой, не прибегая к предположению об изостатической природе движений.

Итак, большая часть горных областей юга Сибири обнаруживает определенную тенденцию к недокомпенсации как в локальном, так и в региональном плане. Незавершенность процесса компенсации, его отставание во времени от формирования неотектоническими движениями морфоструктур можно рассматривать как свидетельство вторичности компенсационных масс и процессов изостатического регулирования по отношению к формам рельефа и тектоническим движениям, их образующим, что уже отмечалось ранее (I, I8, I9). Вместе с тем, более совершенное равновесие воздымающихся областей по сравнению со стабильными и прогибающимися районами может означать, что скорость изостатического регулирования зависит от

тектонофизической обстановки (вероятно, через распределения реологических свойств вещества земной коры и верхней мантии), то-есть от процессов, непосредственно обуславливающих движения земной поверхности.

Более действенная регулирующая роль изостазии в процессе поднятия (а на это указывают, в частности, унаследованность морфоструктур Ш–IУ порядка от структур геосинклинальной стадии развития /22/, унаследованное развитие разломов, избирательное поднятие гранитных массивов и формирование гор с гранитными корнями) может быть следствием не только повышенной скорости процессов компенсации, что можно предполагать на основе данных о тепловых потоках /23/, но и условий горизонтального растяжения при образовании сводовых поднятий.

Отметим некоторые детали соотношения изостатических аномалий и отклонений от равновесия с характером молодых и современных движений различных районов, не нашедшие достаточно отчетливого отражения в статистических характеристиках.

В области устойчивого поднятия Горного Алтая, отмечающегося равномерно повышенным полем изостатических аномалий, выделяется зона сильно дифференцированных движений – поднятия Курайского хребта, относительного опускания Чуйской впадины и разделяющего их активизированного и сейсмогенерирующего Курайского разлома. Эта зона характеризуется интенсивной дифференциацией изостатических аномалий, амплитуда которых существенно превышает амплитуду аномалий Буге, тогда как в других частях Горного Алтая амплитуда изостатических аномалий значительно меньше, чем аномалий Буге.

В Кузнецко-Горношорском районе, из-за малой роли компенсационных масс, изменения аномалий Грааф-Хантера превышают изменения аномалий Буге, что, как указывалось выше, связано не столько с характером современных движений, сколько с малой скоростью изостатического регулирования.

На рис. 2 и 3 показано соотношение изостатических аномалий с голоценовыми движениями по профилю Абакан–Эрзин и соотношение последних с современными движениями по линии повторного нивелирования вдоль Енисея (Минусинск– р. Хемчик).

Отмечается хорошее соответствие минимумов изостатических аномалий с участками голоценовых прогибаний и повышенных анома-

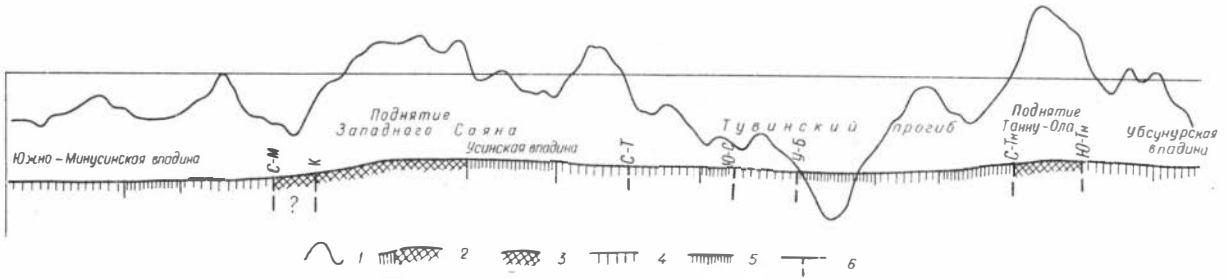


Рис. 2. СОПОСТАВЛЕНИЕ ИЗОСТАТИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ ГРААФ-ХАНТЕРА С ЭЛЕМЕНТАМИ НЕОТЕКТОНИКИ ГОЛОЦЕНОВОГО ЭТАПА (ЗАПАДНЫЙ САЯН И ТУВА)

1 – кривая изостатических аномалий Граафа-Хантера; 2 – средний рельеф с элементами неотектоники голоценового этапа (по В.Н. Крестникову и Г.И. Рейснеру); 3 – участки преобладающего поднятия; 4 – участки относительного погружения; 5 – участки сильного погружения; 6 – разломы (См – Саяно-Минусинский, К – Кондатский, С-Т – Саяно-Тувинский, Ю-С – Южно-Саянский, У-Б – Убсунур-Бийхемский, С-Тн – Северо-Таннуольский, Ю-Тн – Южно-Таннуольский, Д – Джебашский).

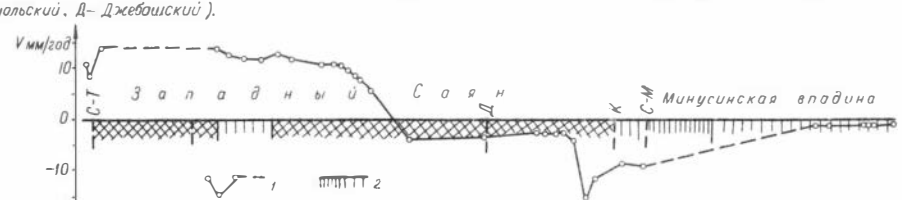


Рис. 3. СОПОСТАВЛЕНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ С ЭЛЕМЕНТАМИ НЕОТЕКТОНИКИ ГОЛОЦЕНОВОГО ЭТАПА (ЗАПАДНЫЙ САЯН И МИНУСИНСКАЯ ВПАДИНА)

1 – график скоростей современных движений (по А.С. Митропольскому и А.М. Аницценка); 2 – элементы неотектоники голоценового этапа (по В.Н. Крестникову и Г.И. Рейснеру)

Другие обозначения см. рис. 2

лий с поднятиями. В современных движениях отчетливо видна тенденция вовлечения в опускание ранее поднимавшихся участков северного низкогорья Западного Саяна, что соответствует сделанному выше выводу о региональном погружении Кузнецко-Тувинского региона и находит отражение в особенностях изостатического состояния, свойственных районам П группы.

Интенсивный минимум изостатических аномалий в Тувинском прогибе, лежащем на продолжении западной широтной ветви Байкальского рифта и сходный по интенсивности и морфологии с минимумами Прибайкалья указывает на возможность продолжения Байкальского рифта в Тувинском прогибе. По мнению Н.А. Флоренсова /28/ массив Сангилен мог не быть препятствием для развития здесь тектонофизической обстановки, свойственной рифтовым впадинам, как не являются препятствием древние (архейские) глыбы Прибайкалья (Байкальская, Муйская, Чарская).

Распределение изостатических аномалий в Байкальской рифтовой зоне, как указывалось ранее (I5, I6/, согласуется с выводом В.П. Солоненко /24/ о миграции процесса рифтогенеза к востоку в область Станового нагорья. Анализ изостазии совместно с сейсмотектоническими данными о характере современных движений Станового нагорья показывает, что здесь рифтообразование происходит в условиях продолжающегося антиизостатического поднятия хребтов, а рифтовые впадины, ограниченные активизированными разломами, отстают в этом процессе и находятся ближе к равновесию, чем хребты, тогда как Верхне-Ангарская, Байкальская, Баргузинская и другие впадины юго-западной части рифта в своем нисходящем движении усиливают нарушение изостазии.

В северном Прибайкалье (Муйская зона) интенсивные минимумы изостатических аномалий создаются гранитными плутонами, мощность которых, на основании расчетов по гравиметрическим данным, достигает I8-20 км. Не исключена возможность изостатического поднятия таких крупных масс пониженной плотности, однако отсутствие корреляции между размещением и мощностью гранитов с расположением и высотами хребтов позволяет предполагать указанную причину поднятия по крайней мере второстепенной, облегчающей, впрочем, действие глубинных тектонических факторов, которые вызывают поднятие этого района. Горы, в некоторой степени уравновешенные гранитными корнями, имеют место в Забайкалье. В част-

ности, Даурскому своду соответствует увеличение мощности гранитов до 10–12 км, но максимум мощности смещен к востоку от оси свода. Современное поднятие Даурского свода не является изостатическим, так как отклонения от равновесия здесь весьма невелики. Из предложенного Н.А. Флоренсовым /26/ альтернативного объяснения морфологии свода и характера отложений в его пределах, а именно медленности или кратковременности поднятия в связи с чем эрозионно-денудационные процессы не смогли существенно нарушить мезозойские отложения, данные по изостазии указывают на предпочтительность предположения о медленности поднятия. По-видимому, поднятие Даурского свода по своей скорости сравнимо со скоростью изостатического регулирования и степень дифференциации движений здесь также мала. Действительно, в случае быстрого антиизостатического поднятия здесь отмечались бы интенсивные положительные, в случае изостатического поднятия – значительные отрицательные аномалии, которых в действительности нет. Крайне мала и степень дифференциации изостатических аномалий.

Опускание Хилокской зоны западного Забайкалья, включающей большинство мезозойских впадин этого района, также, по-видимому, является довольно медленным. Существование же здесь региональ-ного минимума изостатических аномалий согласуется с предполагавшейся выше пониженной скоростью изостатического регулирования в областях современного прогибания.

Интерпретация нарушений изостазии как следствия недавних движений практически нигде не вступает в противоречие с данными неотектоники. Поэтому, рассматривая отклонения от изостазии как результат четвертичных (в основном голоценовых) движений, можно указать вероятные направления последних и качественно оценить их интенсивность и степень дифференциации в районах с различным типом и степенью отклонения от равновесия. Другими словами, данные об изостазии в принципе можно использовать в качестве одного из признаков при неотектоническом районировании. Необходимым условием для этого является установление в изучаемом регионе соотношения между активностью тектонических процессов и процессов изостатического регулирования, то-есть выделение районов антиизостатических и изостатических движений и районов близких по скорости изостатического регулирования. Критериями при оценке направления и скорости движений в каждом из выделенных райо-

нов являются тип и степень нарушения изостазии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артемьев М.Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования.- Изд-во "наука", М., 1966.

2. Артемьев М.Е., Артюшков Е.В. Изостазия и тектоника.- "Геотектоника", 1967, № 5.

3. Булгатов А.Н. О кайнозойской истории Витимского плоскогорья и Икатского хребта (бассейн верховья р. Витим).- В кн. "Тектоника Сибири", т. I. Изд-во "Наука", Новосибирск, 1962.

4. Булмасов А.П. Магнитное и гравитационное поле Прибайкалья в связи с его сейсмичностью.- Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР, 1960, № 10.

5. Гзовский М.В., Никонов А.А. Количественная характеристика современных и молодых тектонических движений в областях с разными тектоническим режимом и сейсмичностью.- Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, 1968, № 10.

6. Девяткин Е.В. История развития и новейшая тектоника Чуйско-Курайской зоны межгорных впадин Горного Алтая.- В сб. "Тезисы докл. совещ. по геоморф. и неотект. Сибири и Дальнего Востока", Новосибирск, 1965.

7. Ефимцев Н.А. О выявлении новейших региональных прогибаний горных областей (на примере Горного Алтая).- В сб. "Тезисы докл. совещ. по геоморфол. и неотект. Сибири и Дальнего Востока", Новосибирск, 1965.

8. Жалковский Н.Д. Некоторые результаты исследований сейсмичности Алтае-Саянской области.- В сб. "Региональные геофизические исследования в Сибири". Изд-во "Наука", М., 1967.

9. Зорин Ю.А., Сизиков А.И. О возникновении и развитии Даурского свода.- Вестн. научн.информ. Забайкальского отдела Географ. об-ва СССР, 1969, № 2.

10. Зорин Ю.А. Изостазия впадины озера Байкал.- Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, 1969, № 6.

11. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Алтае-Саянская область.- Изд-во "Наука", М., 1969.

12. Кинякин К.В. О мощности аллювия р. Селенги.- "Геол. и

геофиз.", 1969, № 3.

13. Колмогоров В.Г., Колмогорова П.П. Характеристика современных вертикальных движений, геофизических полей и геологических элементов по профилю Красноярск-Иркутск.- "Геол. и геоф. 1968, № 11.

14. Крестников В.Н., Рейснер Г.И. Этап активизации новейших тектонических движений Западного Саяна и Западной Тувы.- "Сов. геол.", 1966, № 6.

15. Лаврентьев А.И. Использование показателей твердого стока Енисея в геологических целях.-Геол. и геофиз.,1968, № 3.

16. Ладынин А.В. Гравитационные аномалии в редукции Граафа-Хантера и изостатическое состояние земной коры в Забайкалье.- "Геол. и геофиз.", 1966, № 3.

17. Ладынин А.В. Изостазия и современная тектоническая активность Прибайкалья и Забайкалья.- "Геол. и геофиз", 1969,№ 2.

18. Ладынин А.В. К интерпретации гравитационных аномалий Прибайкалья.- "Геол. и геофиз.", 1970, № 1.

19. Люстих Е.И. Изостазия и изостатические гипотезы.- Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 38 (156), 1957.

20. Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли.- Изд-во "Недра", М., 1965.

21. Митропольский А.С., Анищенко Л.И. О новейших тектонических движениях в Западном Саяне.- "Геол. и геофиз", 1964,№ 12.

22. Мещеряков Ю.А. Структурная геоморфология равнинных стран.- Изд-во "Наука", М., 1965.

23. Моисеенко Ф.С. Некоторые черты неотектоники, результаты и возможности сейсмологических исследований в Алтае-Саянской области.- Геол. и геофиз", 1969, № 2.

24. Смирнов Я.Б. Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии.- "Геотектоника", 1968,№ 6.

25. Солоненко В.П. и др. Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья.- Изд-во "Наука", М., 1968.

26. Солоненко В.П. Сейсмотектоника и современное структурное развитие Байкальской рифтовой зоны.- В сб. "Байкальский рифт", Изд-во "Наука", М., 1968.

27.Флоренсов Н.А. О мезозойско-кайнозойской структуре Прибайкалья.- В кн. "Тектоника Сибири", т. 1, Изд-во "Наука", Новосибирск, 1962.

28. Флоренсов Н.А. Геоморфология и новейшая тектоника Забайкалья.- Изв. АН СССР, сер. геол., 1948,№ 2.

29. Флоренсов Н.А. Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи её изучения.- В сб. "Байкальский рифт", Изд-во "Наука", М., 1968.

30. Фотиади Э.Э., Ваньян Л.Л., Харин Е.П. Глубинные магнито-вариационные зондирования (МВЗ) на юге средней Сибири и в Забайкалье.- Докл. АН СССР, т. 164, № 3, 1965.

31. Фотиади Э.Э., Каратаев Г.И., Моисеенко Ф.С. Некоторые региональные особенности глубинного строения земной коры территории СССР в свете геофизических данных.- "Геол. и геофиз", 1965, № 10.

32. Хаин В.Е. Общая геотектоника.- Изд-во "Недра", 1969.

33. Хромовский В.С. Сейсмология южного Прибайкалья.- Изд-во "Наука", М., 1965.

А.В. Ладынин

К МЕТОДИКЕ ВЫЧИСЛЕНИЯ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ИЗОСТАТИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ ГРААФ-ХАНТЕРА

Изостатические модели и редукция Граафа-Хантера

Изостатическое редуцирование силы тяжести обычно осуществляется посредством вычисления гравитационного влияния некоторых моделей масс компенсации, различающихся их распределением по вертикали (схемы Пратта, Эри, Хейсканена) и числовыми параметрами, характеризующими глубину центра тяжести компенсации в каждой из схем /13/. В настоящее время наиболее распространена схема Эри, в которой предполагается, что компенсационные массы постоянной избыточной плотности образованы рельефом подошвы земной коры, имеющей некоторую фиксированную нормальную толщину H_0. Вместе с тем, заслуживает внимание редукционная схема Граафа-Хантера, позволяющая, в связи с простотой и малой трудоемкостью вычислений, эффективно перестраивать модель применительно к изменению в конкретных районах параметров распределения компенсационных масс. Использование схемы Граафа-Хантера оправдывается существованием широкого круга эквивалентных в отношении их гравитационного влияния распределений компенсационных масс (в частности, моделей Пратта и Эри /1/), что дает основание следующим образом поставить задачу изостатического редуцирования: получить гравитационное влияние масс компенсации без существенной конкретизации схемы их распределения по глубине, используя только данные или предположения о средней глубине центра тяжести компенсации. Такое решение, как было показано раньше /6,7,9/, и достигается использованием редукции Граафа-Хантера, в которой гравитационное влияние компенсации $\Delta g_к(r) = -2\pi f \sigma_0 \bar{h}(r)$ и

$\sigma_0 \bar{h}(z) = -\sigma_к H_к$, где $\bar{h}(z)$ - рельеф, осредненный с некоторым весом $P_i(z)$ на площади радиусом R_i, и σ_0 - плотность топографических масс, $\sigma_к$ и $H_к$ - соответственно плотность и толщина масс компенсации.

Вопрос о распределении компенсационных масс имеет самостоятельное значение - для изучения механизма изостатического регулирования и связи изостазии с тектоникой, но его решение невозможно на основе априорных изостатических моделей, так как вследствие неоднозначности обратной задачи гравиметрии изостатические аномалии нельзя использовать для оценки достоверности принятой модели и для её улучшения /IO/. Изучение распределения компенсационных масс в более широких рамках исследования глубинного строения земной коры возможно по аномалиям Буге (топографическим) с использованием в качестве опорных, для уменьшения степени неоднозначности, других геологических и геофизических данных: ГСЗ, сейсмологии и др.

Надежность геологической интерпретации изостатических аномалий при любой схеме их вычисления существенно зависит не столько от степени соответствия принятой модели реальному распределению компенсационных масс, сколько от степени учета возможных различий в гравитационном влиянии этих масс. Последнее не всегда принимается во внимание при анализе изостатических аномалий, в особенности, если они получены достаточно точным методом вычисления на основе широко признанной модели. В этой связи надо отметить справедливость критики Е.Н. Люстихом /IO/ некоторых методических положений Хейсканена, Венинг-Мейнеса /I3/ и других исследователей, пытавшихся, в частности, определить по изостатическим аномалиям наилучшую схему распределения компенсации и считавших на этой основе принятую изостатическую модель адэкватной реальной структуре земной коры.

Редукция Граафа-Хантера, помимо простоты и малой трудоемкости вычислений, имеет перед другими изостатическими редукциями то преимущество, что не позволяет принимать единую для разных районов модель распределения компенсационных масс, а требует производить специальную оценку возможных отклонений в распределении этих масс от некоторой стандартной их связи с рельефом, допускаемой принятым методом вычисления, что возможно на основе комплексного изучения глубинного строения конкретных районов.

В редукции Грааф-Хантера общее для всех изостатических редукций предположение о равенстве топографических и компенсационных масс дополняется условием: гравитационное влияние компенсации равно, в смысле формулы плоского слоя, гравитационному влиянию осредненных с весом $P_i(z)$ в области радиуса R_i топографических масс в центре площади осреднения. Весовая функция $P_i(z)$ является характеристикой, зависящей от глубинного распределения компенсационных масс. Выбор её определяется точностью соответствия изостатической поправки (вычисленной в виде $\Delta g_к(z) =$

$$= 2\pi f \frac{\sigma_0}{S} \int_S h(z,\varphi) P_i(z)\, dS)$$

гравитационному влиянию компенсации в пределах возможного ряда вариантов её распределения и возможно меньшей трудоемкостью вычисления аномалий. Размер области осреднения $S(R_i)$ зависит от глубины центра тяжести масс компенсации в данном районе и от весовой функции $P_i(z)$.

Выбор параметров осреднения рельефа для вычисления аномалий Грааф-Хантера

Выбор параметров осреднения рельефа (весовой функции и радиуса осреднения) является кардинальным методическим вопросом вычисления аномалий Грааф-Хантера, так как от этого зависит как их величина, так и соответствующая изостатическая модель. Ранее нами /7, 9/ были исследованы соотношения радиусов осреднения для некоторых весовых функций и было показано, что наиболее удобное в практическом отношении равновесовое осреднение ($P_0(z)=1$), позволяющее существенно сократить область учета рельефа и упростить вычисления, с достаточной точностью соответствует реальному распределению компенсационных масс в горных областях юга Сибири, хотя и не имеет точного эквивалента в виде некоторой детерминированной модели масс компенсации.

Рассмотрим на некоторых моделях соотношение между радиусом осреднения и видом весовой функции, имея в виду уточнение и дальнейшее обоснование выбора оптимальной в смысле точности и трудоемкости схемы осреднения для различного распределения компенсационных масс.

Если компенсация предполагается сосредоточенной в тонком слое на некоторой глубине H, то наилучшее по точности решение

для $\bar{h}(z)$ дает весовая функция пересчета на высоту H /6,9/:

$$P_1(z) = H\,(z^2 + H^2)^{-\frac{3}{2}} \quad . \qquad (I)$$

К такому же выводу пришел Ю.А. Зорин / 4 /.

Для других моделей компенсации, например, для компенсационных масс, равномерно распределенных в пределах слоя толщиной $D<H$ с его нижней поверхностью, залегающей на глубине H, применение весовой функции $P_1(z)$ с фиксированным H может привести к значительным погрешностям. Можно подобрать такую высоту пересчета, при которой эти погрешности будут минимальными, но решение в этом случае будет приближенным, как и при равновесовом осреднении, которое удобнее в практической реализации.

Рассмотрим две модели топографии с двумя вариантами компенсации для каждой из них: а) сосредоточенной на глубине H; б) распределенной в интервале глубин от αH до H, $\alpha<1$.

I. Пусть топографическая масса эквивалентна материальной точке с массой M, что можно представить как столб бесконечно малого сечения высотой h и линейной плотностью $\lambda = \frac{M}{h}$.

а) Компенсацию представим также в виде материальной точки с массой - M на глубине H. Её гравитационное влияние на уровне наблюдений:

$$\Delta g_к(z) = -fM\,\frac{H}{(z^2 + H^2)^{\frac{3}{2}}} \quad . \qquad (2)$$

Оптимальная весовая функция в этом случае:

$$P_1(z) = H\,(z^2 + H^2)^{-\frac{3}{2}} \quad ,$$

б) Компенсация распределена в интервале от αH до H в виде материального стержня с линейной плотностью $\lambda_к = -\frac{M}{H(1-\alpha)}$. Её гравитационное влияние на поверхности:

$$\Delta g_к(z) = \frac{fM}{H(\alpha-1)}\left(\frac{1}{\sqrt{z^2+\alpha^2H^2}} - \frac{1}{\sqrt{z^2 + H^2}}\right) . \qquad (3)$$

В этом случае при пересчете вверх поправка за компенсацию равна влиянию распределенной компенсации в точке $z = 0$, если высота пересчета $H_{эф} = \sqrt{\alpha}\,H$. Например, если $\alpha = 0{,}5$, то $H_{эф} \simeq 0{,}7H$.

Равновесовое осреднение в радиусе R распределяет M равномерно по площади $S = \pi R^2$, а поправка за компенсацию по формуле плоского слоя в точке $z = 0$ равна $\Delta g_i = \frac{2fM}{R^2}$. В случае сосредоточенной компенсации на глубине H оптимальный радиус равновесового осреднения $R \simeq 1{,}4\,H$ ($z = 0$), и $R = 2{,}4\,H$ ($z=H<R$).

В случае распределенной компенсации в интервале от αH до H соответствие поправки за компенсацию, полученной осреднением в радиусе R, с теоретическим влиянием компенсации достигается при $R = \sqrt{2\alpha \cdot H}$, например, при $\alpha = 0{,}5$ $R = H$.

Таким образом, для данной модели оптимальный радиус осреднения с единичным весом лежит в пределах $H \leq R \leq 2.4\,H$. При осреднении по квадратной палетке $a = R\sqrt{\pi}$ и $1{,}8H \leq a \leq 4{,}2\,H$.

Сравним значения поправок за компенсацию, вычисленных с весами $P_1(z)$ и $P_0(z) = 1$, между собой и с теоретическим влиянием распределенной компенсации в точках $z = 0$. Положим, например, $H = 50$ км; $a = 50$; 100; 150 км; $\alpha = 0{,}2$; 0,4; 0,8. Будем рассматривать нормированные по fM (относительные) значения $\Delta g_к^i$.

Метод вычисления влияния компенсации		$\frac{\Delta g_к^i}{fM} \cdot 10^{10}$
Теоретическое значение $\Delta g_к = \frac{fM}{\alpha H^2}$	$\alpha = 0{,}2$	2,0
	$\alpha = 0{,}4$	1.0
	$\alpha = 0{,}8$	0,5
Пересчет на высоту H $\Delta g_к^н = \frac{fM}{H^2}$		0,4
Осреднение по палетке со стороной a		
$\Delta g_к^o = \frac{2\pi fM}{a^2}$	$a = 50$	2,5
	$a = 100$	0,63
	$a = 150$	0,28

Как видим, при $a = 100$ км, различие между пересчетом вверх и осреднением несущественно для данной модели компенсации. Оба метода могут иметь тем большие погрешности, чем ближе к поверхности расположена верхняя граница распределения компенсационных масс. Можно показать, что и в двухмерном случае для модели с распределенной компенсацией пересчет на высоту также не имеет преимуществ перед осреднением. Чем больше интервал глубин, в пределах которого распределена компенсация, тем менее точные результаты дает весовая функция пересчета на высоту, тогда как

влияние компенсации, полученное равновесным осреднением, при $\alpha < 0.8$ ближе к истинному эффекту компенсационных масс.

Соотношение между радиусом осреднения и глубиной центра тяжести компенсации (для случая сосредоточенной компенсации на глубине H она соответствует высоте пересчета) можно вывести из сравнения относительной чувствительности методов осреднения $N(Z,R)$ и пересчета на высоту $N(Z,R)$ в функции глубины залегания Z аномальных (в нашем случае -компенсационных) масс (Блинов, Клушин, 1964).

В трехмерном случае имеем:

$$N(Z,R) = \frac{2Z^2}{\sqrt{Z^2+R^2}\,(Z+\sqrt{Z^2+R^2})}; \qquad (4)$$

$$N(Z,H) = \frac{Z^2}{(Z+H)^2} \quad .$$

При $Z = H$ (высота пересчета равна глубине залегания аномальных масс) равенство чувствительности достигается при условии:

$\sqrt{1+\left(\frac{R}{H}\right)^2}\ \left(1+\sqrt{1+\left(\frac{R}{H}\right)^2}\right) = 8$, т.е. $R \simeq 2.1\,H$, и $\alpha = 3{,}6\,H$.

2. Рассмотрим другую модель. Пусть топографические массы, представляющие собой чередование линейных хребтов и долин, описываются формулой $\rho(x) = \rho_0 \cos\frac{2\pi x}{L}$ (5), где $\rho_0 = \sigma_0 h_0$. В первом приближении, справедливом при $L \gg h_0$, гравитационное влияние рельефа можно записать по формуле плоского слоя:

$$\Delta g_T(x) = 2\pi f \rho_0 \cos\frac{2\pi x}{L} \quad . \qquad (6)$$

Рассмотрим два варианта компенсации:

а) Если компенсационные массы сосредоточены в виде плоского слоя переменной плотности на глубине H :

$$\rho_к(x) = \rho_к^0 \cos\frac{2\pi x}{L}, \quad (\rho_к^0 = -\rho_0;\ \rho_к = \sigma_к \Delta H_к), \qquad (7)$$

их гравитационное влияние на земной поверхности будет:

$$\Delta g_к(x) = 2\pi f \rho_к^0\, e^{-\frac{2\pi H}{L}} \cos\frac{2\pi x}{L} \quad . \qquad (8)$$

Для того, чтобы гравитационное влияние компенсации было равно влиянию топографии, в нашем случае – в смысле формулы

плоского слоя, необходимо преобразовать топографию таким образом, чтобы:

$$\bar{\rho}_o = -\rho_K^o e^{-\frac{2\pi H}{L}} \quad . \tag{9}$$

Нетрудно убедиться, что $e^{-\frac{2\pi H}{L}}$ - Фурье-образ операции пересчета на высоту H – является в данном примере непосредственным множителем амплитуды, если мы вычислим средний рельеф с весовой функцией $P_i(x)$. При равновесовом осреднении рельефа в интервале $2R$ (двухмерный случай) средний рельеф $\bar{h}(x)$ будет:

$$\bar{h}(x) = \frac{1}{2R}\int_{-R}^{R} h_o \cos\frac{2\pi x}{L}\,dx = h_o \cos\frac{2\pi x}{L}\cdot\frac{L}{2\pi R}\sin\frac{2\pi R}{L} \quad . \tag{10}$$

Здесь, как видим, амплитудный множитель $\frac{\sin t}{t}$, $\left(t = \frac{2\pi R}{L}\right)$ представляет собой Фурье-образ оператора осреднения. На рис. I приведены графики амплитудных множителей, вносимых операциями пересчета на высоту H и равновесовым осреднением для трех вариантов соотношений между R и H : $R = 1{,}5H$; $R = 2{,}0H$ и $R = 2{,}5H$ – для одной и для суммы трех волн с L_i ($0{,}8L$; L ; $1{,}33L$). Отличие множителей осреднения $a_2 = \frac{\sin t}{t}$, $\left(t = \frac{2\pi R}{L}\right)$ от множителя пересчета на высоту H, $\left(a_1 = e^{-\frac{2\pi H}{L}}\right)$:

$$A_o = \frac{L}{2\pi R}\cdot\sin\frac{2\pi R}{L} - e^{-\frac{2\pi H}{L}} \tag{11}$$

можно оценить по следующим характеристикам: I) εA_o – стандартное отклонение: $\varepsilon A_o = \pm\sqrt{\frac{\sum A_{oi}^2}{n}}$, где A_{oi} – величина A_o для некоторого фиксированного значения H из интервала сравнения, в нашем случае

$0 \le \frac{H}{L} \le 1$; 2) $\Delta A_o = \int_0^1 A_o(\psi)\,d\psi$, $\left(\psi = \frac{H}{L}\right)$ или $\Delta A_o = \frac{1}{h}\sum_1^h A_{oi}$;

при $0 \le \frac{H}{L} \le 1$. ΔA_o отмечает систематическое отклонение от нуля при различных частотах рельефа и компенсации (табл. 2).

Таблица 2

$\frac{R}{H}$	1,5	2,0	2,5	для $\sum_{2,0}\rho$, $(L$; 0,8L, 1,33L)
εA_o	±0,18	±0,16	±0,16	±0,14
ΔA_o	+0,02	-0,04	-0,06	-0,03

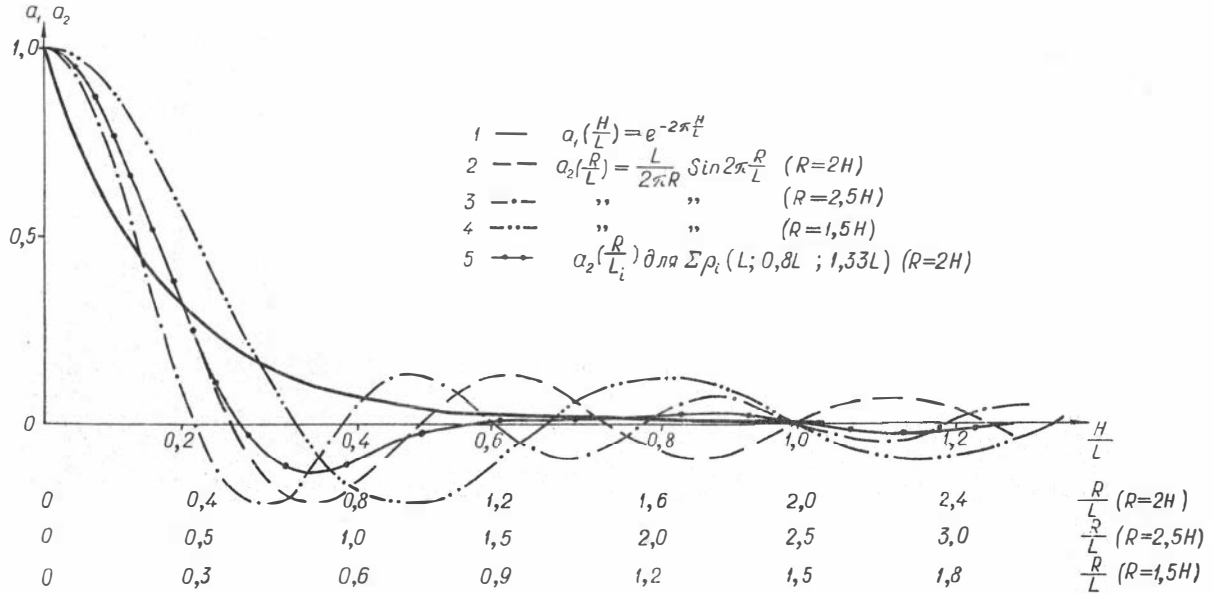


Рис.1. Амплитудные характеристики пересчета на высоту (a_1) и равновесового осреднения (a_2) модели рельефа, заданной в виде $h(x) = h_0 \cos\frac{2\pi x}{L}$.

1 характеристика пересчета на высоту H;
2 то же для равновесового осреднения с радиусом R = 2H;
3 то же, R = 2.5H;
4 то же, R = 1.5 H;
5 то же для осреднения модели из суммы трех гармоник с длинами волн L; 0.8L; 1.33L; в радиусе R = 2H.

Различия, как видим, невелики, и оптимальное отношение $\frac{R}{H}$ близко к 2.0. Как и следовало ожидать, в случае присутствия в рельефе (и компенсации) нескольких гармоник A_0 существенно уменьшается, особенно в области больших значений $\frac{H}{L}$ (рис. I). При достаточно широком спектре частот ($\frac{1}{L}$) рельефа и компенсации осреднение и пересчет на высоту могут приводить к достаточно близким результатам, хотя для данной модели сосредоточенной компенсации пересчет на высоту теоретически предпочтителен.

Следует отметить, что данный пример гармонической нагрузки предъявляет более жесткие требования к точности построения модели компенсации по сравнению, например, с изолированными горными сооружениями любой формы. В последнем случае при данной модели компенсации разница между осреднением и пересчетом на высоту должна быть меньше.

б) Пусть компенсация топографических масс распределена равномерно в интервале глубин от αH до H ($\alpha < I$) с плотностью:

$$\mu(x) = -\frac{\rho_0}{H(1-\alpha)} \cos\frac{2\pi x}{L} .$$

Для упрощения вычислений заменим эту модель двумя плоскими слоями с переменной плотностью на глубинах αH и H, причем:

$$\rho_{K(H)}(x) = \rho_{K(\alpha H)}(x) = -\frac{1}{2}\rho_0 \cos\frac{2\pi x}{L} . \qquad (I2)$$

Влияние компенсации в этом случае будет:

$$\Delta g_K = -\pi f \rho_0 \cos\frac{2\pi x}{L}\left(e^{-\frac{2\pi H}{L}} + e^{-\frac{2\pi\alpha H}{L}}\right). \qquad (I3)$$

Поправки за компенсацию, вычисленные с использованием операций пересчета на высоту H и равновесового осреднения в интервале $2R$ попрежнему соответственно равны:

$$\Delta g_K^H = +2\pi f \rho_0 e^{-\frac{2\pi H}{L}} \cos\frac{2\pi x}{L} ; \qquad (I4)$$

$$\Delta g_K^0 = +2\pi f \rho_0 \cos\frac{2\pi x}{L} \cdot \frac{L}{2\pi R} \sin\frac{2\pi R}{L} . \qquad (I5)$$

Сравним соответствующие амплитудные множители $a_1 = e^{-\frac{2\pi H}{L}} = \frac{\Delta g_K^H}{\Delta g_T}$,

$a_2 = \frac{\sin t}{t} = \frac{\Delta g_K^0}{\Delta g_T}$ между собой с истинным влиянием компенса-

ции в единицах влияния топографии $\frac{\Delta g_к}{\Delta g_т} = \frac{1}{2}\left(e^{-\frac{2\pi H}{L}} + e^{-\frac{2\pi\alpha H}{L}}\right)$ при некоторых значениях $\frac{H}{L}$, при разных α (табл. 3).

Таблица 3

Метод вычисления влияния компенсации	H/L				
	0,05	0,10	0,15	0,20	0,50
Теоретическое влияние компенсации					
$\frac{\Delta g_к}{\Delta g_т} = \frac{1}{2}\left(e^{-\frac{2\pi H}{L}} + e^{-\frac{2\pi\alpha H}{L}}\right)$, α =0,2	0,834	0,708	0,609	0,531	0,288
α =0,4	0,806	0,656	0,528	0,445	0,164
Пересчет на высоту H					
$\frac{\Delta g_к^H}{\Delta g_т} = e^{-\frac{2\pi H}{L}}$	0.730	0,533	0,390	0,284	0,043
Осреднение с радиусом R					
$\frac{\Delta g_к^o}{\Delta g_т} = \frac{\sin t}{t}$, $t = \frac{2\pi R}{L}$ R =1,5H	0,964	0,858	0,690	0,505	-0,212
R =2H	0,935	0,758	0,505	0,233	0,000

Как видим, в случае распределенной компенсации вычисление изостатической поправки с использованием функции $P_1(x) = H(x^2 + H^2)^{-3/2}$ для всех длин волн рельефа (отношений $\frac{H}{L}$) занижает амплитуду компенсационного эффекта, а, следовательно, и при наложении гармоник различной частоты влияние компенсационных масс оказывается недоучтенным, что вызывает в аномалиях эффект перекомпенсации (сохраняются отрицательные аномалии в горных районах, в особенности в относительных поднятиях). Это находит выражение в отрицательной коррелцяии изостатических аномалий с рельефом, что и получено Ю.А. Зориным для Забайкалья /4,5/. Вычисление изостатической поправки (в смысле Граафа-Хантера) посредством равновесового осреднения с радиусом порядка 2H в этом случае менее опасно, тем более, если учесть, что и наложение гармоник разной частоты, и локализованность морфоструктур приводят к уменьшению различий между теоретическим и вычисленным влиянием компенсации по сравнению с рассмотренной "монохроматической" моделью, чего нельзя сказать об операции пересчета на высоту H, которая в любом случае дает тем большие систематические искажения, чем больше толщина слоя земной коры, в пределах которого распределены компенсационные массы.

Оптимальный радиус равновесового осреднения рельефа при вычислении изостатической поправки по схеме Граафа-Хантера составляет 1,5-2,0 H (H - средняя глубина центра тяжести компенсационных масс). Изменения его в зависимости от конкретной модели распределения компенсационных масс могут достигать 50%.

Расчеты на ряде моделей компенсации показывают, что погрешности при вычислении влияния компенсации с использованием осреднения в радиусе 1,5-2,0 H не превышают 10-20%, причем основным источником погрешностей является краевой эффект / 6 /, влияние которого в реальных условиях значительно меньше. При использовании весовой функции пересчета на высоту, свободной от краевого эффекта, погрешности в зависимости от модели распределения компенсации составляют 5-10%.

Исследование глубинного строения горных областей юга Сибири /11, 12 и др./ показало, что компенсационные массы образуются здесь в основном рельефом поверхности Мохоровичича, но на отдельных участках значительную роль играют компенсационные массы в земной коре, на глубинах 20 и более километров. Средняя мощность земной коры юга Сибири составляет 40-45 км, эту величину можно принять в качестве средней глубины центра тяжести компенсационных масс. Тогда радиус осреднения составляет 60-90 км. (размер стороны квадратной осредняющей палетки 100-170 км).

Ранее было показано, что без существенного искажения аномалий радиус осреднения из практических соображений можно уменьшить на 20-30% /6, 7/.

На правомерность такого выбора радиуса осреднения указывают данные Мэби /14/, исследовавшего в штате Невада и на плато р. Снейк в Айдахо зависимость аномалий Буге от высот, осредненных в радиусах 16, 32, 64, 128 км. Наилучшая корреляция имеет место при $R = 64$, а остаточные аномалии, полученные как разность аномалий Буге и аномалий, вычисленных по средним высотам через уравнения регрессии ($\Delta g_б = 3 - 0{,}105\, h_{ср.}$), то-есть аналогичных аномалиям Граафа-Хантера, оказались весьма близкими к изостатическим аномалиям Хейфорда.

Для проверки обоснованности выбора радиуса осреднения в районе с наиболее контрастным рельефом, в зоне сочленения Сибирской платформы с Восточным Саяном, было выполнено осреднение рельефа и вычисление изостатических поправок с различными раз-

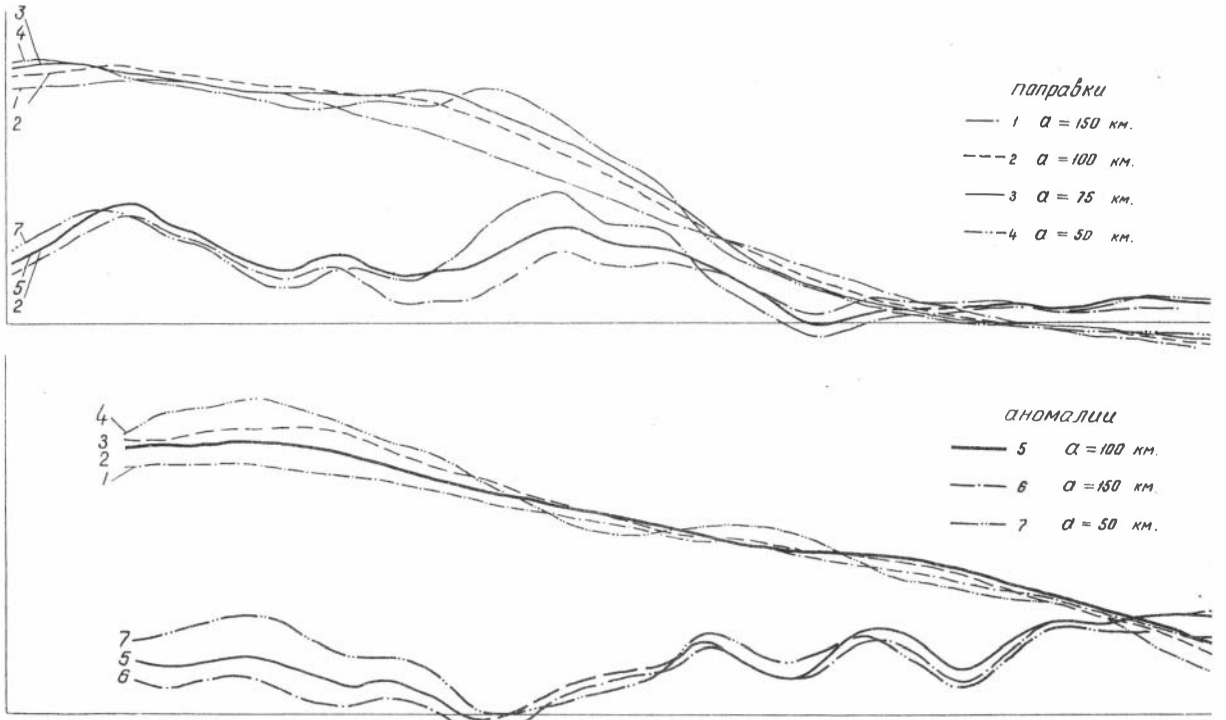


Рис. 2. Соотношение изостатических аномалий и поправок Граафа – Хантера при различных размерах области осреднения.

мерами области осреднения (50, 75, 100, 150 км), На рис. 2 представлены результаты этих вычислений по двум профилям. Как видим, хотя количественные изменения достигают 20 мгл, существенных различий в характере аномалий и их связи с рельефом не наблюдается, что свидетельствует о хорошем соответствии реального гравитационного влияния компенсационных масс принятой модели, согласно которой гравитационное влияние компенсации достаточно точно выражается формулой плоского слоя.

Некоторые вопросы методики интерпретации изостатических аномалий

Изостатические аномалии силы тяжести вызываются: а) геологическими массами – плотностными неоднородностями в земной коре – даже при условии их уравновешенности; б) нарушениями изостазии. Кроме того, изостатические аномалии могут быть обусловлены и несоответствием реального распределения компенсационных масс принятой изостатической модели /1, 6 и др./. Соответственно перечисленным аномальным факторам, изостатические аномалии могут использоваться для изучения геологического строения, для исследования степени и типа нарушений равновесия и причин, их вызывающих, а также – для получения некоторых сведений о механизме компенсации посредством изучения распределения компенсационных масс. Последняя задача долгое время была преобладающей в изостатических исследованиях, хотя возможность её решения только по изостатическим аномалиям вызывает серьезные сомнения /10/.

Естественно, что решение с помощью изостатических аномалий геологических задач требует полного изучения и учета влияния факторов, являющихся помехами при решении конкретной задачи.

Непосредственное рассмотрение методики вычисления изостатических аномалий Граав-Хантера и анализ изостатических моделей показывает невозможность установления только по изостатическим аномалиям действительного распределения компенсационных масс. Эта задача может быть решена с использованием аномалий Буге в комплексе с другими геологическими и геофизическими материалами, прежде всего данными ГСЗ и сейсмологии. Кроме того, необходимо учитывать возможные отклонения реального распределения компенса-

ционных масс от принятой изостатической модели. Заметим, что этот учет важен не только при изучении изостазии, но в равной мере и при изучении геологического строения по изостатическим аномалиям, выступающим в этой задаче в той роли, которые играют обычно "локальные" или "остаточные" аномалии.

Упомянутые различия принятой и реальной изостатических моделей сильно сказываются, в основном, при изучении небольших отклонений от равновесия, порядка 5-20%, сравнимых по порядку величин с возможным влиянием несовершенства принятой модели. При крупных нарушениях изостазии, выявляемых при любой схеме вычисления аномалий, а часто и без них, например, посредством сравнения (качественного или количественного) аномалий Буге или Фая с рельефом, анализ модели желателен при количественной оценке степени декомпенсации.

Методика учета рассматриваемого эффекта состоит в вычислении гравитационного влияния возможных схем распределения компенсационных масс и сравнении его с влиянием схемы компенсации принятой при вычислении аномалий. С этой целью для изучения влияния полученных различий на все используемые при анализе изостазии параметры, в частности, на характеристики корреляционной связи аномалий с рельефом, полезно использовать как простые теоретические модели нагрузки (топографии), так и реальные объекты, преимущественно в зонах сочленения крупных морфоструктур. При использовании аномалий Граф-Хантера, вычисленных с равновесовым осреднением, требуется, в частности, исследование и учет возможных краевых эффектов в зонах сочленения крупных морфоструктур разного знака. Пример таких краевых эффектов для модели топографии в виде уступа и компенсации его двумя горизонтальными полуплоскостями на глубинах H и 0.5H дан на рис. 3 вместе с кривой фиктивных изостатических аномалий, вычисленных по методу Граф-Хантера с использованием весовой функции пересчета на высоту H.

Различая в интерпретации изостатических аномалий,вычисленных по разным схемам, сводятся только к указанному анализу влияния моделей. Отличие упрощенных редукций по методу Граф- Хантера от других схем состоит в относительной простоте этого анализа (также как собственно редуцирования), хотя исследуемые эффекты могут быть больше, чем в других схемах.

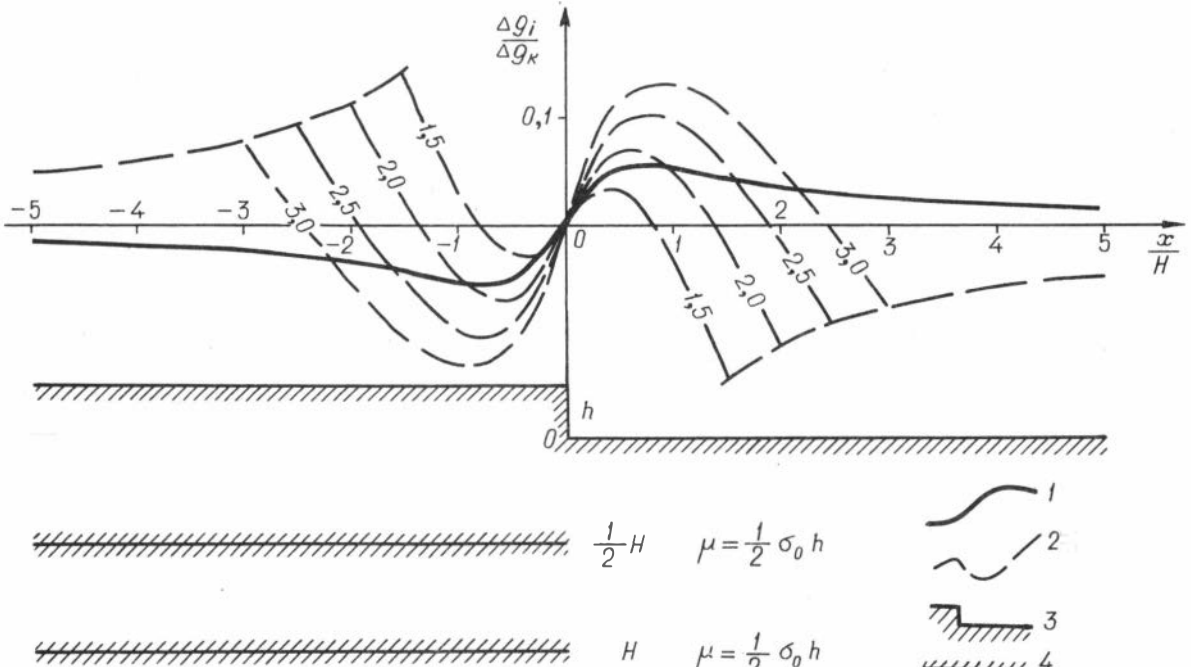


Рис.3. Краевые эффекты в аномалиях Граав—Хантера при равновесовом осреднении и фиктивные изостатические аномалии при использовании пересчета на высоту H для модели рельефа в виде вертикального уступа и компенсации его двумя плоскостями на глубинах 0.5 H, H.

1 – вид аномалий при вычислении влияния компенсации посредством пересчета на высоту H,
2 – вид аномалий при вычислении влияния компенсации посредством равновесового осреднения с различными радиусами R (цифры 1.5 ÷ 3.0 – отношения $\frac{R}{H}$),
3 – рельеф поверхности Земли (топографические массы с плотностью σ_0),
4 – компенсационные массы – две материальные полуплоскости.

Рассмотрим теперь влияние на изостатические аномалии геологических аномальных масс, в частности, при условии их компенсации. Для упрощения используем двухмерную модель гармонических масс (топографических, геологических и компенсационных). Пусть рельеф задан в виде:

$$\rho_r(x) = \rho_0 \cos\frac{2\pi x}{L}; \quad \rho_0 = \sigma_0 h_0; \quad \sigma = const. \tag{16}$$

Геологические массы представим в виде приповерхностного простого слоя с плотностью:

$$\mu_r(x) = \mu_0 \cos\frac{2\pi x}{l} \tag{17}$$

(в общем случае $l \neq L$).

Представим компенсационные массы, соответствующие рельефу как:

$\rho_к(x) = -\rho_0 \cos\frac{2\pi x}{L}$ на глубине H, (18)

а геологическим массам как: $\mu_к(x) = -\mu_0 \cos\frac{2\pi x}{l}$, также на глубине H. (19)

Соответствующие гравитационные эффекты:

топографических масс –

$$\Delta g_r = 2\pi f \rho_0 \cos\frac{2\pi x}{L};$$

геологических масс –

$$\Delta g_г = 2\pi f \mu_0 \cos\frac{2\pi x}{l}; \tag{20}$$

компенсации топографических масс –

$$\Delta g_{кт} = -2\pi f \rho_0 \cos\frac{2\pi x}{L} e^{-\frac{2\pi H}{l}};$$

компенсации геологических масс –

$$\Delta g_{кг} = -2\pi f \mu_0 \cos\frac{2\pi x}{l} e^{-\frac{2\pi H}{l}}.$$

Составим выражения для аномалий Фая ($\Delta g_ф$), Буге ($\Delta g_б$) и изостатических ($\Delta g_и$) при условии полной компенсации. Эффекты, учитываемые редукцией, естественно, в аномалии не входят, а упомянутые выше погрешности моделей компенсации здесь и далее не принимаются во внимание:

$$\Delta g_ф = 2\pi f\left[\mu_0 \cos\frac{2\pi x}{l}\left(1 - e^{-\frac{2\pi H}{l}}\right) + \rho_0 \cos\frac{2\pi x}{L}\left(1 - e^{-\frac{2\pi H}{l}}\right)\right],$$

$$\Delta g_б = 2\pi f\left[\mu_0 \cos\frac{2\pi x}{l}\left(1 - e^{-\frac{2\pi H}{l}}\right) - \rho_0 \cos\frac{2\pi x}{L} \cdot e^{-\frac{2\pi H}{l}}\right], \tag{21}$$

$$\Delta g_и = 2\pi f\left[\mu_0 \cos\frac{2\pi x}{l} \cdot \left(1 - e^{-\frac{2\pi H}{l}}\right)\right],$$

или, при $l \neq L$:

$$\Delta g_{ф} = A + B[h(x) - \bar{h}(x)], \qquad \Delta g_{б} = A - B\bar{h}(x), \qquad \Delta g_{и} = A, \tag{22}$$

где:

$$A = \Delta g_{r} + \Delta g_{кг}, \qquad B = 2\pi f \sigma_{o}, \qquad h(x) = \frac{\rho_{o}}{\sigma_{o}} \cos\frac{2\pi x}{L}, \qquad \bar{h}(x) = h(x) \cdot e^{-\frac{2\pi H}{l}}. \tag{23}$$

Изостатическими поправками не учитывается гравитационный эффект геологических масс и их компенсации, и влияние этих факторов одинаково во всех редукциях. При полной компенсации, как и следовало ожидать, отсутствует корреляция изостатических аномалий с топографией, а аномалии Буге имеют отрицательную корреляцию с $\bar{h}(x) = h(x) \cdot e^{-\frac{2\pi H}{l}}$. Отсюда следует установленный ранее на материале гравиметрических исследований в ряде районов вывод о том, что наилучшая корреляция аномалий Буге с рельефом отмечается при осреднении последнего по некоторой площади (зависимой от глубины компенсации), а не непосредственно с высотами пунктов наблюдений /3, I4 и др./. То же самое показано ниже в отношении корреляции изостатических аномалий с рельефом при изучении типа и степени нарушений равновесия.

Можно показать, что принципиально ничто не меняется в формулах (2I-23), если предположить, что компенсация геологических масс отсутствует или неполна, лишь величина $e^{-\frac{2\pi H}{l}}$ преобразуется к виду $\tau_{r} e^{-\frac{2\pi H}{l}}$ (τ_{r} – коэффициент компенсации геологических масс: $\tau_{r} < 1$ при недокомпенсации и $\tau_{r} > 1$ при перекомпенсации).

Предположим, что равновесие топографических масс не является полным, и коэффициент компенсации равен $\tau_{т}$. Тогда:

$$\begin{aligned} \Delta g_{ф} &= A + Bh(x) \cdot (1 - \tau_{т} e^{-\frac{2\pi H}{l}}), \\ \Delta g_{б} &= A - \tau_{т} B \bar{h}(x), \\ \Delta g_{и} &= A - (1 - \tau_{т}) B \bar{h}(x), \end{aligned} \tag{24}$$

где: $\bar{h}(x) = h(x) \cdot e^{-\frac{2\pi H}{l}}$.

При условии, что геологические массы не коррелируются с рельефом (в нашем примере $l \neq L$), разделение гравитационных эф-

фектов геологических масс и их компенсации с одной стороны и влияния отклонения от изостазии – с другой возможно при использовании аппарата корреляционного анализа. С геологическими массами и их компенсацией связана общая для всех редукций часть аномального эффекта, не коррелирующаяся с топографией. Для такого разделения достаточно аномалий Буге и изостатических. Учитывая, что аномалии Фая тесно коррелируют с локальной топографией /3 и др./, их использование не имеет смысла. В этом случае положительная корреляция аномалий с рельефом $\bar{h}(x)$, / $\bar{h}(x) = h(x) \cdot e^{-\frac{2\pi H}{L}}$ – в нашем случае/ или с влиянием компенсации указывает на недокомпенсацию ($\tau_т < 1$), отрицательная – на перекомпенсацию ($\tau_т > 1$), отсутствие связи говорит о полном равновесии.

Вопрос сильно осложняется, если геологические массы коррелируют с рельефом, что иногда имеет место в горных районах, где, например, впадины рельефа заполнены осадочными отложениями малой плотности (положительная корреляция аномальных масс с рельефом), в других случаях в хребтах развиты граниты пониженной по сравнению с вмещающими породами плотности (отрицательная корреляция). Рассмотрим для простоты случай полного соответствия в плане топографии и геологических масс, для нашей модели это условие $l = L$. Тогда из формул 21 и 24 получаем:

$$\Delta g_в = 2\pi f \cos\frac{2\pi x}{L}\left[\mu_0 - (\mu_0 + \tau_т \rho_0)\, e^{-\frac{2\pi H}{L}}\right],$$
$$\Delta g_и = 2\pi f \cos\frac{2\pi x}{L}\left[\mu_0 - (\mu_0 - \rho_0 + \tau_т \rho_0)\, e^{-\frac{2\pi H}{L}}\right]. \qquad (25)$$

Разделить здесь влияние геологических масс, как компенсированных, так и некомпенсированных, от эффекта неуравновешенности топографических масс в общем случае не представляется возможным. В этом, по-видимому, заключается основная причина расхождений в оценках изостатического состояния некоторых районов, в частности Байкальской впадины /2, 4, 5, 6, 8 и др./. Для решения вопроса об изостазии таких сложных районов, конечно, совершенно недостаточно изучения только изостатических аномалий и их корреляции с рельефом. В этих случаях комплексные исследования изостазии и глубинного строения представляются совершенно необходимыми. На основе изучения глубинного строения могут быть построены модели топографических, приповерхностных геологических и

компенсационных масс и вычислены соответствующие им теоретические изостатические аномалии и аномалии Буге, сравнение которых с наблюдаемыми аномалиями в обеих редукциях позволяет получить основание для выбора подходящей модели и, тем самым, для решения вопроса о существовании и степени отклонения от изостазии.

Из изложенного выше следует вывод о существенном отличии геологических и топографических масс в их влиянии на аномалии силы тяжести. При отсутствии топографических масс и соответствующей им компенсации, аномалии Фая и изостатические тождественны и равны аномалии Буге (по 2I-23):

$$\Delta g_a = 2\pi f \mu_0 \cos\frac{2\pi x}{l}\left(1 - e^{-\frac{2\pi H}{l}}\right). \qquad (26)$$

Для разных $\frac{H}{l}$ значения $\Delta g_a / 2\pi f \cos\frac{2\pi x}{l}$ даны в табл. 4

Таблица 4

H/l	I,0	0,5	0,3	0,2	0,I	0,05	0,0I
$\frac{\Delta g_a}{\Delta g_r} = 1 - e^{-\frac{2\pi H}{l}}$	0,998	0,957	0,848	0,7I5	0,466	0,27	0,06I

Если же присутствуют только топографические и соответствующие им компенсационные массы, при условии равновесия, имеем:

$$\Delta g_\Phi = 2\pi f \rho_0 \cos\frac{2\pi x}{l}\left(1 - e^{-\frac{2\pi H}{l}}\right),$$
$$\Delta g_б = 2\pi f \rho_0 \cos\frac{2\pi x}{l}\cdot e^{-\frac{2\pi H}{l}}, \qquad (27)$$
$$\Delta g_и = 0 .$$

Изостатические аномалии равны 0 (безотносительно к размерам топографических объектов и глубине компенсации[x]), а аномалии Буге представляют в чистом виде влияние компенсационных масс. Плотностные неоднородности в верхней части коры, будучи уравновешенными, создают аномалии (во всех редукциях), амплитуда которых зависит от соотношения между горизонтальными размерами этих неоднородностей с глубиной компенсации.

Таким образом, при изучении изостазии методика анализа гравиметрических данных включает исследование корреляции аномалий

x) В работе автора /9, стр. 222/ этот вопрос трактуется неверно – А.Л.

с рельефом и аномалий в различных редукциях между собой, а также построение на основе комплекса геологических и геофизических данных моделей строения коры и сравнение теоретических аномалий от этих моделей с аномалиями от соответствующих реальных структур. Такое моделирование может использоваться как для анализа применимости и погрешностей принятой схемы редукции, так и для изучения собственно изостатического состояния сложных по топографии и геологическому строению районов. Поскольку изостатические аномалии и аномалии Буге (или топографические) содержат различную информацию о взаимосвязи топографических, геологических и компенсационных масс, их совместная интерпретация позволяет уменьшить неоднозначность как при изучении геологического строения, так и изостатического состояния.

ВЫВОДЫ

Принятые при вычислении изостатических аномалий модели компенсации в конкретных условиях могут отличаться от реального распределения компенсационных масс. Связанные с этим погрешности необходимо учитывать при интерпретации, в особенности при изучении небольших отклонений от равновесия. В аномалиях Грааф-Хантера учет этих погрешностей, так же как сам процесс вычисления аномалий, проще, чем в изостатических аномалиях, вычисленных по схемам Хейфорда, Хейсканена, Венинг-Мейнеса и др.

Изучение глубинного распределения компенсационных масс только по изостатическим аномалиям невозможно, для этого необходимо использование аномалий Буге с привлечением других геолого-геофизических данных для уменьшения степени неоднозначности решения.

Аномалии Грааф-Хантера являются изостатическими в предположении; что гравитационное влияние компенсации равно, в смысле формулы плоского слоя. влиянию осредненных с весом $P_i(z)$ в области радиуса R_i топографических масс в центре площади осреднения. Для выполнения этого предположения требуется соответствующий выбор параметров осреднения рельефа.

На ряде моделей компенсации показано, что в качестве весовой функции можно использовать – I) $P_1(z) = H(z^2 + H^2)^{-3/2}$ – оператор пересчета на высоту H; в этом случае предполагается,

что компенсационные массы сосредоточены в плоском слое на глубине H; 2) $P_0(z) = I$ – равновесовое осреднение; в этом случае не предполагается конкретной модели распределения компенсации, но из ряда моделей лучшее соответствие имеет место для компенсации, распределенной в слое, толщиной $\sim 0{,}5H$ с нижней поверхностью на уровне H. Оптимальный радиус осреднения с $P_0(z) = I$ составляет I.5–2.5H, соответственно размер стороны квадратной палетки 2.5–4.2 H.

Исследование зависимости аномалий от размеров области осреднения в Восточном Саяне, где $H \simeq 45$ км показало, что в интервале $50 \leqslant a \leqslant 150$ км существенных изменений характера аномалии и их связи с рельефом не наблюдается, хотя численно изменения аномалий достигают 10% гравитационного влияния компенсации. Оптимальный размер палетки $a = 100$ км.

Топографические и геологические массы, будучи уравновешенными, различаются по своему влиянию на изостатические аномалии. Компенсированные топографические массы не создают аномалий независимо от своих размеров и глубины их компенсации. Аномалии, вызванные компенсированными геологическими массами, зависят от соотношения между горизонтальными размерами плотностных неоднородностей и глубиной компенсации.

При отсутствии корреляции между плотностными неоднородностями и рельефом, гравитационные эффекты геологических масс (и их компенсации) и отклонений от изостазии хорошо разделяются посредством анализа корреляции аномалий Буге и изостатических между собой и со средним рельефом (или гравитационным влиянием компенсации – изостатической поправкой).

Наличие корреляции между рельефом и геологическим строением сильно осложняет задачу выявления нарушений равновесия. В этом случае, наряду с корреляционным анализом, необходимо тщательное изучение глубинного строения по комплексу геолого-геофизических данных, построение моделей и сравнение соответственно вычисленных их гравитационных эффектов с аномалиями Буге и изостатическими для выбора наиболее вероятной модели и решения на этой основе вопроса о существовании и степени отклонения от равновесия.

ЛИТЕРАТУРА

I. Артемьев М.Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования.- Изд-во "Наука", М., I966.

2. Артемьев М.Е., Артюшков Е.В. Изостазия и тектоника.- "Геотектоника", I967, № 5.

3. Евсеев С.В. О некоторых закономерностях гравитационного поля Земли и их значении для геодезии и геофизики.- Изд-во АН УССР, I967.

4. Зорин Ю.А. Методика вычисления аномалий Грааф-Хантера и изостазия в Прибайкалье.- "Геол. и геофизика", I968, № I.

5. Зорин Ю.А. Изостазия впадины оз. Байкал.- Изв. АН СССР, Физика Земли, I969, № 6.

6. Ладынин А.В. Изостатические аномалии в редукции Грааф - Хантера и изостатическое состояние земной коры в Забайкалье. - "Геол. и геофизика", I966, № 3.

7. Ладынин А.В. О статье Ю.А. Зорина "Методика вычисления аномалий Грааф-Хантера и изостазия в Прибайкалье". - "Геол. и геофиз.", I968, № 2.

8. Ладынин А.В. К интерпретации гравитационных аномалий Прибайкалья.- "Геол. и геофиз., I970, № I.

9. Ладынин А.В. Вопросы методики вычисления и геологичес - кого истолкования гравитационных аномалий Грааф-Хантера.- В сб. "Земная кора складчатых областей юга Сибири". Изд-во "Наука", Новосибирск, I969.

I0. Люстих Е.Н. Изостазия и изостатические гипотезы.- Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 38 (I65). I957.

II. Моисеенко Ф.С. Строение и развитие земной коры южного горного обрамления Сибири.- Изд-во "Наука", Сибирское отделение, I969.

I2. Фотиади Э.Э., Каратаев Г.И., Моисеенко Ф.С. Некоторые закономерности в строении и развитии земной коры по геофизическим данным на примере Сибири и Дальнего Востока.- В сб. "Кора и верхняя мантия Земли", изд-во "Наука", М., I968.

13. Heiskanen W.A., Vening-Meinesz F.A. The Earth and its gravity field.- Mc Grow-Hill Book Comp., 1958.

14. Mabey Don R. Relation between Bouguer gravity anomaly and regional topografy in Nevada and the lastern Snake River Plane, Jdaho.- "Geol. surn, profes. paper", 1966, N 550-B.

Ф.С. Моисеенко

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ
(вопросы классификации)

Чтобы обеспечить живучесть и объективность заключений о зарождении и развитии коры, основанных на анализе соотношений глубинного строения с приповерхностным, необходимо для анализа подбирать такую тектоническую основу, которая бы как можно меньше зависела от частой и не всегда закономерной эволюции геологических представлений. Как показал опыт, при этом невозможно ограничиться простым подбором одной из существенных тектонических карт и схем, поскольку известные классификации структурных элементов, как и построенные с их использованием схемы и карты тектоники, недостаточно, а в отдельных деталях и неверно отражают особенности тектоники, важные для решения, указанной выше задачи.

Попытка же создания новой основы неизбежно приведет к необходимости рассмотрения ряда кардинальных вопросов геотектоники, по многим из которых дискуссии ведутся в течение уже ряда десятилетий и ещё далеки от завершения. К числу таковых относятся вопросы систематики, вопросы направленности тектонических процессов и т.д. Представляется наиболее рациональным идти по пути некоторого развития одной из известных классификаций, которая была бы наиболее приложимой к исследуемой территории и в то же время имела бы как можно больше общих элементов с другими распространенными в настоящее время классификационными схемами.

I. Принципы тектонического районирования и выделение основных структурных элементов земной коры континентов.

Для выяснения взаимосвязей приповерхностной структуры земной коры с глубинной необходимы данные, которые отражали бы ма-

териальный состав тектонических элементов, выступающих на земной поверхности, их соотношения в пространстве и во времени. Такие данные, очевидно, должны содержать тектонические карты.

К настоящему времени известны тектонические карты СССР м-ба I:4 000 000 и I:5 000 000, составленные под редакцией Н.С. Шатского /I2I, I22/. Тектоническая карта СССР м-ба I:I0 000 000, построенная А.А. Богдановым /I5/, Тектоническая карта СССР м-ба I:2500 000 /I03/, Тектоническая карта Европы м-ба I:2500 000, изданная под редакцией А.А. Богданова /I02/, Международная тектоническая карта Евразии м-ба I:5000 000/I0I/ и ряд региональных тектонических карт и схем, в том числе по отдельным регионам южного горного обрамления Сибири /33,47,48,63,76,I33 и др./. Имеется большое число работ, в которых рассматриваются различные вопросы систематики и развития тектонических структур. Таковы работы Н.С. Шатского /I23/, А.А. Богданова /I3, I4, I6, I7 и др./, М.В. Муратова /67-69/, А.А. Богданова, М.В. Муратова и В.Е. Хаина /I9/, В.В. Белоусова /5 и др./, В.Е. Хаина /I09, II0 и др./, А.В. Пейве и В.М. Синицина /86/, Ж. Обуэна /79/, Н.П. Хераскова /II6/, В.И. Смирнова /95, 96/, В.А. Николаева /77/, А.Л. Яншина /I0I, I36/, Г. Штилле /I29/, М. Кэя /53/ и многие другие.

Поскольку характер тектонической карты зависит, прежде всего, от того, какие принципы положены в основу её составления и какие признаки каких структурных элементов и в каком временном диапазоне изображаются на ней, важнейшее значение имеет вопрос о принципах построения карт, о структурно-генетических и структурных элементах. В данном случае термином "с т р у к т у р н о-г е н е т и ч е с к и й э л е м е н т" обозначаются динамически неустойчивые, постоянно развивающиеся и изменяющиеся участки земной коры (геосинклинали, срединные массивы и т.д.), результатом развития которых являются весьма устойчивые "структурные элементы" (складки, тектонические зоны, глыбы и т.д.). С т р у к т у р н ы е э л е м е н т ы являются как бы статическим продуктом динамических процессов в структурно-генетических элементах.

Упомянутые выше тектонические карты построены, как правило, по принципу расчленения территории по возрасту складчатости, "главной" или "завершающей". Некоторые из них, например, карты, составленные под руководством А.А. Богданова, кроме того, дают информацию о типах геосинклинального развития. Карты, составлен-

ные по возрасту складчатости и типам геосинклинальных структур нам представляются для складчатых областей наиболее перспективными, так как они, с одной стороны, дают представление о развитии тектонической структуры во времени, с другой - через тип структур отражают структурно-формационные, т.е. вещественные особенности строения той или иной зоны. Такого рода тектонические карты во многом отвечают требованиям решаемой нами задачи, но на них не всегда отражена многоэтажность структуры в каждой зоне (при обязательном указании структурно-формационных типов для каждого этажа!), не всегда выдержан структурно-формационный принцип построения карты, объединены в один "орогенный" комплекс два комплекса (см. ниже) и границы тектонических зон устанавливались, особенно на геоантиклинальных участках, видимо, без учета геофизических данных.

Тектонические карты, на которых не находят отражения структурно-формационные типы геосинклинальных структур, а структурные ярусы выделены часто не по формационному признаку, а по положению в разрезе (часть карты Евразии /I0I/, относящаяся к Центральному Казахстану и Алтаю), не удобны для геолого-геофизических исследований. Не более пригодны для этих целей и карты типа "Тектонической карты СССР", составленной под редакцией Т.Н. Спижарского /I03/, поскольку по сути своей они отличаются от предыдущих лишь тем, что структурные ярусы обозначены не возрастом их дислокаций, а характером преобладающего режима во времени их формирования. При этом в однотипные комплексы попадают такие неодинаковые по характеру структурно-формационные комплексы, как среднепалеозойский юго-востока Центрального Казахстана, верхнепалеозойский - Тенизской впадины и верхневизейско-пермский - Обь-Зайсанской зоны.

Пользующийся широким признанием метод тектонического районирования по возрасту складчатости страдает рядом существенных недостатков /98, II5 и др./ и, прежде всего, неясностью, какая складчатость является "главной" или "завершающей". Кроме того, тектогенез может проявляться не только и даже не главным образом складкообразованием. Да и само складкообразование порой происходит в районах с платформенным режимом. Указанные и другие недостатки метода геологи часто обходят, так как в действительности "возраст главной или завершающей складчатости" определя-

ется не столько по времени проявления складчатости, сколько по возрасту структур (складчатых и глыбовых), заключающих цикл формирования определенного ряда (комплекса) осадочных и магматогенных формаций. Фактически метод тектонического районирования по возрасту складчатости уже перерос в метод районирования по возрасту (окончанию формирования) структурно-формационных комплексов. И прогресс тектонического районирования, как нам представляется, должен идти по пути совершенствования этого метода.

Многими термин "возраст складчатости" понимается как приблизительное время окончания развития геосинклинальных систем и как переломная эпоха, после которой на данной площади развиваются только платформенные или другие негеосинклинальные формы и отложения" /II5/. При таком понимании возраста складчатости тектоническое районирование по нему, как это и подчеркивает Т.Н. Спижарский /98/, фиксирует лишь один из моментов в развитии регионов и не отражает всей сложности формирования тектонической структуры. Так, в большинстве случаев складчатость тектонической зоны невозможно охарактеризовать по возрасту такими простыми терминами как "каледониды", "герцинская складчатость", "герциниды" и т.п. Из-за неучета многостадийности или полициклично-сти развития геосинклинальных участков земной коры подобные термины весьма расплывчаты, неясны по содержанию.

Многие схемы тектоники по отдельным складчатым регионам очень сходны по очертаниям, по "объему" указанных на них структурных элементов и резко различны по трактовке возраста складчатости и тектонического режима отдельных зон. Например, Горный Алтай В.П. Нехорошевым /75/ рассматривался как область каледонской складчатости. В.А. Кузнецов /48/ значительную часть его относил к каледонидам, Ануйско-Чуйский синклинорий - к ранним герцинидам, а крайнюю северо-восточную часть Горного Алтая - к салаиридам. Д.И. Горжевский и П.Ф. Иванкин /29/ и В.Д. Фомичев /I06/ считали складчатые сооружения Горного Алтая, герцинскими. В.С. Мелещенко и др. /58/, напротив, подчеркивали неправомерность отнесения большей части Горного Алтая к герцинидам. По В.А.Унксову /I05/ - это "зона поздней (каледонской; Ф.М.) стабилизации", а по И.И. Белостоцкому /3/ - область длительного многофазного

развития с отчетливым проявлением раннекаледонских каледонских и раннегерцинских фаз. Северо-восток Центрального Казахстана также одними геологами относится к каледонидам /22, 6I, I27 и др./, другими - к герцинидам /I3 и др./. Разногласия среди геологов в отношении возраста складчатости касаются и многих других районов.

Различия в определении возраста складчатости отдельных районов, как следует из рассмотрения имеющихся материалов, происходят не столько из-за недостаточности и неполноты данных, сколько из-за стремления отразить возраст лишь какой-то одной фазы или эпохи тектогенеза, из-за различий представлений геологов о критериях возраста определяющей складчатости и о том, какую именно складчатость (наиболее интенсивную или завершающую) считать главной. Известную роль сыграло и то, что в ряде районов имело место многократное складкообразование либо примерно одинаковой интенсивности, либо постепенно ослабевающее от цикла к циклу, что, естественно, делает неуловимой ту грань, за которой складчатая область вступает в стадию платформы. Но, пожалуй, наибольшим тормозом для однозначного решения вопросов тектонического районирования явилась неточность,- неясность, расплывчатость многих фундаментальных понятий геотектоники. Так, до сих пор не определена грань, разделяющая по существу геосинклинальные и платформенные структуры. Да и в сами понятия "геосинклиналь" и "платформа" вкладывается весьма различный смысл.

Учению о геосинклиналях, начиная с работ Дж.Холла и Дж.Дэна, посвящена обширная советская и зарубежная литература. Состояние этого учения достаточно полно обрисовано В.Е.Хаиным и Ю.Н. Шейнманном /II3/, Н.П. Васильковским /25/, Н.П. Херасковым /II5/. Несмотря на обилие работ о геосинклиналях, по сей день нельзя привести ни одного определения геосинклинали, которое можно было бы использовать с числом и мерой для строгого отделения геосинклинальных структур от платформенных. Более других этому требованию удовлетворяет определение, данное В.В. Белоусовым /5/, но и оно не дает возможности провести четкую грань между платформенными и геосинклинальными структурными формами.

В настоящее время многие геологи предлагают относить к геосинклиналям лишь ортогеосинклинали в понимании Штилле, или их структурно-формационные аналоги /I6, I9, 55, 79 и др./. Однако,

сами же эти авторы вынуждены относить к ортогеосинклинальным областям орогенные пояса /I9/ или образования явно не ортогеосинклинального характера /79/. Некоторые геологи придерживаются той точки зрения, что геосинклинальными являются и т.н."орогенный" или "инверсионный" этапы развития земной коры /99, I34 и др./. Чаще же объем геосинклинального этапа в развитии земной коры не уточняется, а по описанию конкретных районов можно понять, что он непостоянен, так как в одних случаях он заканчивается ортогеосинклинальным текто- и орогенезом, в других - образованием вторично- и остаточногеосинклинальных формаций в понимании А.В. Пейве и В.М. Синицына /86/ и др.

Причиной нечеткости существующих определений геосинклинали является многообразие её типов. Это многообразие уже с давних пор /37, I38/ наталкивало геологов на мысль о необходимости выделения, кроме геосинклиналей и платформ, иных структурно-генетических элементов земной коры. Особенно часто вопросы о выделении новых структурно-генетических элементов стали дискуссироваться в последнее десятилетие /II, 38, 4I, 43, 59, 78, I4I и др./. Многие авторы предлагают выделять под разными названиями догеосинклинальный и послегеосинклинальный этапы развития,соответствующие которым структурно-генетические элементы отличны от геосинклиналей и платформ.

Так, по представлениям Е.В. Павловского /8I/ геосинклинальной стадии развития земной коры предшествовала своеобразная "н у к л е а р н а я" стадия. Ей соответствует п р о г е о - с и н к л и н а л ь н ы й этап в терминологии Д.С. Харкевича и В.Н. Москалевой /II4/.

Многие геологи считают необходимым выделить самостоятельный этап в развитии земной коры, промежуточный между геосинклинальным и платформенным[x]. Это, так называемый, полуплатформенный или орогенный этап, соответствующий эпохе преобладающих поднятий и накопления моласс и субсеквентного магматизма /II, I3,

x) К сожалению, многие геологи, имея в виду качественно новые структурно-генетические элементы земной коры,пишут об этапах,стадиях,структурах,процессах,формационных комплексах, соответствующих этим элементам,но не дают названий самим структурно-генетическим элементам. Поэтому при изложении различных представлений на элементы, выделяемые помимо геосинклиналей и платформ, приходится в качестве равнозначных использовать весьма не сходные по своему содержанию термины.

I6, 24, 43, 63 и др./. Начало его разными исследователями понимается по разному. Некоторые геологи относят к нему даже время накопления флишоидных отложений, образовавшихся ещё в эпоху преобладающего погружения /64, 65/.

Иногда к числу переходных относят большой ряд структур от мио- до парагеосинклиналей, причем первые якобы были переходными от геосинклиналей к платформам, в основном, в течение верхнего протерозоя - нижнего ордовика, а последние - начиная с ордовика /55/.

Ряд геологов говорит о существовании негеосинклинальных и неплатформенных континентальных структур вне связи с теми и другими. Например, авторы "Тектоники Евразии" /IOI/ рассматривают такие типично орогенные с точки зрения геологов первой группы структуры, как Тенизская и Минусинская впадины, в качестве особого типа структур, присущего лишь герцинскому этапу развития и резко отличающегося от таких "орогенных" структур, как межгорные впадины или краевые прогибы. По их представлениям орогенными являются лишь структуры, возникшие одновременно с поднятиями сопровождающими ортогеосинклинальный тектогенез.

Некоторые геологи предлагают структуры, выполненные либо всем комплексом орогенных отложений и структур, либо его нижней частью, характеризующейся интенсивным субсеквентным магматизмом, выделять под названием э п и г о н а л е й /38/ или структур р е в и в а ц и и /73,74/. При этом считается, что такие структуры представляют явление, специфическое для Восточной Азии.

Ю.М. Пущаровский /93/ выделяет особый тип структур - резонансно-тектонические структуры, которые, по его представлениям, индуцированы тектоническими процессами в соседних геосинклинальных областях. К ним он относит и глыбовые, и глыбово-складчатые зоны, и передовые прогибы, и перикратонные опускания, и мезозойские впадины восточно-азиатской группы. Одни из них образуются в эпохи геосинклинального развития, другие - при становлении складчатой области, третьи - в самые поздние фазы развития складчатой области. Ю.М. Пущаровский подчеркивает, что было бы ошибочно стремиться уложить эти структуры в категории платформенных и геосинклинальных образований, так как это противоречит генетическому подходу и ставит в тупик структурный и формационный анализ.

Некоторые авторы склонны считать платформами лишь древние, возникшие в докембрии, платформы, а между геосинклиналями и платформами ставить целый ряд равнозначных с ними элементов /99/.

Таким образом, даже неполное перечисление представлений об основных структурно-генетических элементах континентов показывает их разнообразие и разноречивость. Разумеется, в рамках данного очерка мы не можем вдаваться в критический разбор этих представлений и, тем более, пытаться обосновать свое решение вопроса. Поэтому ограничимся лишь кратким изложением своей точки зрения на вопрос о главных структурно-генетических элементах земной коры континентов, сознавая, что она не менее уязвима, чем любая из перечисленных.

Анализ геологических и геофизических данных о тектонической структуре, магматизме, строении земной коры, геотермическом режиме платформ, областей дифференцированных неоген-четвертичных поднятий и районов, многими принимаемых за современные геосинклинали, приводит к заключению, что структурно-генетические элементы земной коры образуют две группы, для одной из которых характерен повышенный, а для другой - пониженный энергетический баланс. Высокий энергетический уровень элементов первой группы проявляется в повышенном геотермическом градиенте, развитии палингенного магматизма, резкой контрастности и большой амплитуде перемещения масс горных пород и т.п. Другая группа элементов имеет прямо противоположные характеристики. Тем самым, представляется наиболее правильным первоначальное выделение двух важнейших категорий структурно-генетических элементов земной коры: геосинклиналей и платформ. Все "промежуточные", предшествующие или последующие по отношению к ним элементы должны рассматриваться как различные типы или стадии двух названных категорий. Практически нет резкой границы между этими категориями и такую границу необходимо установить условно.

Высказанные представления о различии энергетического уровня геосинклиналей и платформ находят подтверждение в геотермических данных. Так, по сообщению Б.Г. Поляк и Я.Б. Смирнова /89/, тепловой поток Земли закономерно увеличивается от древних структур к молодым. В докембрийских структурах он измеряется 0,95, в палеозойских - I,28, в мезозойских - I,48, а в кайнозойских даже I,78 μ кал/см^2 сек.

Последующая тектоническая подвижность, как известно, тем ниже, чем древнее складчатые сооружения, т.е. выявляется прямая зависимость между тепловым потоком Земли, отражающим её энергетический потенциал, и тектонической активностью.

Приведенные данные о тепловых потоках характеризуют геосинклинальные структуры и, вероятно, геосинклинали, начиная со стадии её дифференциации на частные прогибы и поднятия /94, 52, 109 и др/ и частной инверсии /5 и др./. На стадии заложения и общего погружения геосинклинали, может быть, не только не превосходили платформы по энергетическому уровню, но даже уступали им. В пользу такого предположения свидетельствуют величины современных тепловых потоков в "глубоких впадинах кайнозойских геосинклинальных систем" (I,05 μ кал/см^2·сек) и в краевых океанических желобах (0,59 μ кал/см^2·сек), даже более низкие, чем на равнинных участках океанического дна (I,II μ кал/см^2·сек). Судя по относительно высоким значениям теплового потока в срединных океанических хребтах /97/ и в геосинклиналях, повышение энергетического уровня, начинается лишь со времени проявления тенденции восходящих движений хотя бы местного характера.

При современном уровне знаний геосинклиналь может быть определена как участок земной коры, характеризующийся большой амплитудой, дифференцированностью и скоростью тектонических движений и, как следствие этого, широким проявлением разрывных и(или) складчатых нарушений большой интенсивности, большим градиентом мощности отложений или наклона слоев и поверхностей, уподобляемых поверхности слоя[x], а также разнообразным по химизму, форме тел и масштабам проявления магматизмом. Данное определение было бы вполне удовлетворительным, если бы оно содержало числовые характеристики интенсивности проявления складчатости и диэъюнктивов, градиента мощностей толщ или наклона и относительного вертикального перемещения упомянутых выше поверхностей, а также значения коэффициентов, отражающих их-

x) Частным случаем такой поверхности является поверхность пенеплена.

мизм, морфологию и степень проявления интрузивного и эффузивного магматизма – характеристики, по величинам которых можно было бы строго и объективно отделить геосинклинальные зоны от платформенных. К сожалению, в настоящее время работа по определению таких характеристик даже не начата.

Данное выше определение дает основание рассматривать в качестве геосинклиналей не только зоны погружения, сопровождаемого осадконакоплением, но и зоны развития так называемых эвгимнических, по Ю.А. Косыгину, структур, лишенных осадков. Отнесение последних к геосинклиналям многим геологам может показаться абсурдным, поскольку слишком глубока привычка многие явления в геологии изучать относительно единого репера – уровня моря, разделяющего якобы резко различные участки коры. При этом забывается, как правило, о том, что репер этот у с л о в н ы й и не может предопределять ни внутренней жизни Земли, ни результатов этой жизни на поверхности. В последнее время взгляд на уровень моря как универсальный геологический репер стал играть консервативную роль. Действительно, многие участки земной коры, которые и по характеру крупных структурных форм, и по химизму и формам проявления магматизма, и по глубинному строению, и, наконец, по геотермическому режиму и металлогении представляются типичными геосинклинальными, некоторые геологи, тем не менее относят к платформам лишь на основании единственного критерия – отсутствия в них морских осадков. Типично геосинклинальные гранитные интрузивы таких участков начинают именовать телеороген – ными, телегеосинклинальными, внегеосинклинальными, платформен – ными, резонансными и т.п. /44, 73, 88, 92, 93 и др./. Некото – рые же геологи прямо заявляют, что возраст гранитов не может быть принят в качестве руководящего признака при тектоническом районировании, поскольку они проявляются в самых разнообразных тектонических условиях /5I, II5 и др./. Нетрудно видеть, что такие взгляды на один из важнейших критериев определения геосинклиналей – магматизм резко затушевывают грань между геосинклиналью и платформой и не считаются с тем фактом, что геофизические, металлогенические и магматические критерии всегда хорошо согласуются друг с другом и с тектонической структурой, если последняя не разрушена процессами денудации настолько, что восстановление её обычными геологическими методами невозможно. Роль изучения магматизма для познания геосинклиналей и протекающих в

них процессов неоднократно подчеркивалась многими геологами, в числе которых можно назвать Г.Штилле /I29/, С.Бубнова /I39/, Ю.А. Билибина /I0/, Ю.А. Кузнецова /50/, Н.П. Васильковского /25/, А.А. Богданова /I6/, Д.С. Харкевича и В.Н. Москалеву /II4/. Особенно четко значение магматизма обрисовал С.Бубнов.Он писал, что "...состав и движение магматических пород в их связи дают хорошо определенную тектоническую фацию, которая для решения проблемы пространства и времени в тектонике может добавить по меньшей мере столько же, сколько фации осадков" /I39/. Многочисленные геологические материалы по регионам, в которых тектоническая зональность проявлена отчетливо (Тянь-Шань, Алтай),а также результаты геолого-геофизических исследований в регионах со сравнительно нерезкими контурами тектонических зон, убеждают в справедливости этого высказывания.

Не случайно многие геологи очень решительно высказываются против идеи резонансного характера магматических проявлений за пределами современных и недавних геосинклиналей, за связь их (проявлений) с местными глубинными процессами /8, II8, I25, I26 и др./.

В последнее время тесная связь магматизма с тектоническими явлениями на различных стадиях развития геосинклиналей была показана М.В. Муратовым /70/, Н.А. Штрейсом и Г.И. Макарычевым /I30/, Ю.М. Шейнманном /I26/. Ими указывается непосредственная взаимозависимость магматических явлений и тектонических движений и подчеркивается, что гранитный плутонизм является следствием изменений в геосинклинальном развитии.

Ещё в I95I году В.М. Синицын обратил внимание на то, что интрузии гранитоидов несколько запаздывают по сравнению с интенсивной геосинклинальной складчатостью и приурочены ко времени последующих поднятий. Позднее это было отмечено нами на примере Центрального Казахстана и недавно подчеркнуто Ю.А. Кузнецовым и А.Л. Яншиным /5I/. Действительно, интенсивная складчатость сопровождается обычно сравнительно слабым гранитоидным магматизмом, но тем не менее, всюду, где условия позволяют видеть соотношения интрузивов с вулканогенно-осадочными комплексами, четко проявлена приуроченность первых ко времени складчатости в последних, но складчатости более поздней и менее интенсивной, чем ортогеосинклинальная.

В свете данного выше определения геосинклинали в качестве геосинклинальных должны рассматриваться и области неоген-четвертичных дифференцированных тектонических движений.

Следует отметить, что идея отнесения горных систем к геосинклинальным областям не нова. Она уже давно высказывалась А.Д. Архангельским /2/, Б.А. Петрушевским /87/ и другими геологами. Большинство геологов /4, 39, 78, 80 и многие другие/ склонно видеть в областях дифференцированных неоген-четвертичных движений проявление принципиально нового этапа развития земной коры, отличного от геосинклинального и от платформенного.

В последнее время вопрос о месте горных, или "орогеничес - ких поясов" в ряду тектонических элементов земной коры часто рассматривается в связи с обсуждением разного возраста и типа структур, по мнению многих авторов, не укладывающихся в категории геосинклинальных и платформенных. При этом, если "орогени - ческие пояса" ("структуры активизации", "возрожденные горы" и т.д.) неоген-четвертичного времени и выделяют в особую группу, то обычно ставят их в один ряд с древними структурами, формирование которых связывается с тектонической активизацией /74, III, I3I и др./. Мысль о том, что образование горных поднятий, сходных с современными, не является спецификой неоген-четвертичного времени, в той или иной форме находит отражение во многих работах /24, 99, III, II2 и др./.

Структуры горных поясов характеризуются большим разнообразием по своей морфологии, по отношению к структуре основания, в результате деформации которого они возникли, по отношению к мегаструктурам Земли и т.д. Различны они и по природе основания: одни из них возникли на платформах и получили название возрожденных эпиплатформенных поясов, другие - на ещё не потерявших своей подвижности складчатых структурах и являются как бы эпигеосинклинальными /III/. В.Е. Хаин отмечая, что отнесение горных систем к геосинклинальным образованиям неудачно, признает в то же время, что они представляют собой элементы 2-го порядка по отношению к геосинклиналям и платформам. В.Е. Хаин предлагает эпигеосинклинальные орогенические сооружения причислить к ряду геосинклинальных, а эпиплатформенные - к ряду платформен - ных структур. Источники энергии сформировавшей орогенические пояса обоих типов, о д и н а к о в ы.

Нам представляется, что сходство современных горных систем по всем основным критериям (кроме развития на фоне ярко выраженного режима общего поднятия, редуцированного осадконакопления и связанных с ним особенностей структур высоких порядков), с геосинклиналями и резкое отличие от платформ позволяет видеть в них тип структур геосинклинального ряда. По существу, близость их к последним нашла отражение ещё в работах Э.Арагана, выделившего "складки основания" и Е.Абенданона /137/, описавшего структуры неоген-четвертичной орогении как "крупные складки" земной коры (Grossfalten). Достойно быть отмеченным, что Е.Абенданон уже в то время отметил все основные особенности таких структур, подтвержденные позднейшими исследованиями (39, 80 и др.).

2. Полицикличность и неоднотипность развития как основа классификации геосинклинальных структур

В геологической литературе уже давно обсуждается вопрос о направлении развития земной коры и указывается на необратимость происходящих в ней процессов. При этом некоторые геологи /25, 115, 135 и др./ склонны отрицать проявление определенной цикличности в развитии состава и структуры земной коры, понимая при этом, очевидно, под термином "цикл" нечто абсолютно повторяющее предыдущий круг явлений. При отрицании цикличности каждая геосинклиналь должна рассматриваться как нечто особое, не имеющая ни в целом, ни в отдельных своих частях, ни в какие стадии развития аналогов в других геосинклиналях, что нам представляется неприемлемым. Необратимость и цикличность взаимосвязаны и дополняют друг друга, если под циклом понимать не только повторение, но и продолжение предыдущего /113/.

На фоне направленного и необратимого развития земной коры каждый цикл представляет собой стадию цикла более высокого порядка. Сдвижение эпох тектогенеза, различие в значении, степени, роли и характере проявления эпох тектогенеза в различных регионах, неравномерность развития земной коры, подчеркивают сложность проявления цикличности, но не перечеркивают её реальности.

Такое понимание цикличности, превосходно разработанное В.Е.Хаиным /II0/, разделяется Н.П. Херасковым /II6/, В.А. Кузнецовым /47/ нами и многими другими геологами. Оно не вступает в противоречие с теми закономерностями развития тектонической структуры земной коры, которые были отмечены А.А. Богдановым /I4,I7/, Н.П. Херасковым /II5/ и авторами "Тектоники Евразии" /I0I/.

Значение учения о циклическом, а точнее направленно-циклическом развитии земной коры отмечалось многими исследователями. Например, В.И. Смирнов, подчеркивает, что "полноценный анализ магматизма и металлогении складчатых областей возможен лишь только с позиций признания полициклического характера развития геосинклинальных областей" /96, стр.I3/. В.П. Нехорошев /76/ считает границы циклов геологическими реперами, которые нельзя передвигать по желанию автора.

Несомненно, цикличность является в указанном выше смысле одной из важнейших закономерностей в развитии Земли и без учета её вряд ли возможны полноценные тектонические построения.

Как отмечалось выше, правильная в общем идея тектонического районирования по возрасту складчатости нуждается в существенных дополнениях, поскольку в своем простейшем виде она практически неприложима к многоярусным структурам.

На примере геосинклиналей Тянь-Шаня, Казахстана и Алтае - Саянской области можно видеть, что в развитии их намечается несколько стадий или циклов, каждый из которых характеризуется своим специфическим набором осадочных, магматических и рудных формаций, а также особенностями тектонических структур. Это особенно хорошо было показано А.В. Пейве и Б.М. Синицыным /86/ и А.А. Богдановым /II, I6 и др./ для Казахстана и Средней Азии и в той или иной форме отражено в построениях В.А. Николаева /77/, Ю.А. Билибина /I0/ и ряда других геологов как советских, так и зарубежных.

В последнее время идея стадийности развития геосинклиналей глубокую разработку получила в статьях М.В. Муратова /67, 69/. Им выделяются: I) комплекс основания, 2) главный геосинклинальный складчатый комплекс, 3) молассовый, отвечающие начальному (или архикогеосинклинальному), главному геосинклинальному (или тэликогеосинклинальному) этапам геологического развития. Начальный этап развития "в пределах Европейско-Азиатского подвижного

пояса начинается повсюду в глубине докембрия, а кончается в разных складчатых областях в разное время" /67, стр. 5/. Различны также время проявления и продолжительность главного геосинклинального и заключительного этапов в каждой области.

А.А. Богданов /I6/ на примере Центрального Казахстана и Тянь-Шаня развивает представление, согласно которому одновременно существуют зоны с различным режимом развития: эвгеосинклинальным или миогеосинклинальным, или даже переходным между ними-лептогеосинклинальным. Эти режимы неодинаковы по характеру формирующихся при них осадочных и магматических формаций, метаморфизму, особенностям структуры. Они могут в различных сочетаниях сменять друг друга во времени и в пространстве (в отличие от стадий М.В. Муратова или А.В. Пейве и В.М. Синицына, закономерно сменяющих друг друга во времени). Каждая зона с эв- или миогеосинклинальным режимом проходит стадию юности и зрелости. У эвгеосинклиналей последняя отмечается появлением флишевой или близких к ней формаций. Далее следует постгеосинклинальная стадия, выделяемая под названием орогенической. Она выражается в двух формах: орогенной в собственном смысле и субсеквентной. Для последней характерны слабые и менее резко дифференцированные движения, сопровождаемые энергичным наземным эффузивным, а также интрузивным, преимущественно андезитовым, магматизмом.

Изложенные представления А.А. Богданова, во многом развитые им ранее / I8 и др./, и исключительно точные по отношению к юго-востоку Центрального Казахстана построения А.В. Пейве и В.М. Синицына /86/ в основе своей имеют последовательно проведенный формационный и структурный анализ. Структурно-формационные комплексы, соответствующие выделенным названными авторами стадиям и режимам в вещественной форме отражают особенности развития земной коры и поэтому могут быть приняты в качестве исходных для создания тектонической основы геолого-геофизических исследований, конечно, с необходимыми уточнениями и изменениями. Попытка развития представлений А.В. Пейве, В.М. Синицына и А.А. Богданова о типах геосинклинальных структур была предпринята нами /I07, I08/. Фактически почти все элементы предлагаемой нами ниже классификации этих структур имеют своих аналогов среди структур, выделяемых А.В. Пейве, В.М. Синицыным и А.А. Богдановым.

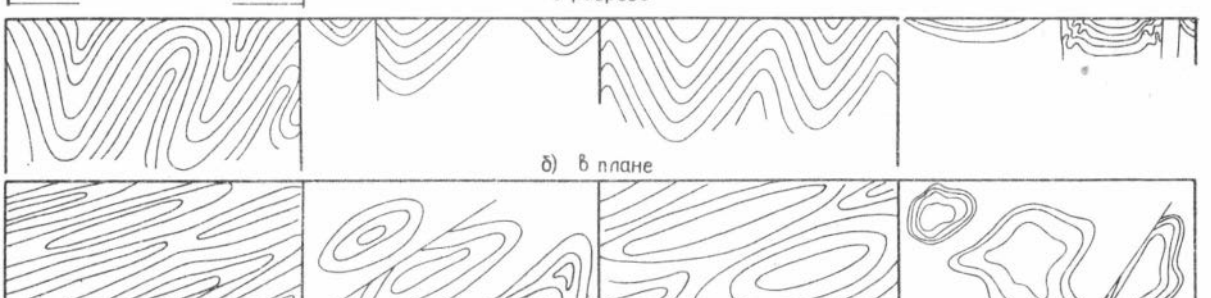
В Центральном Казахстане отчетливо выделяются три структурных этажа, для каждого из которых характерны специфический набор формаций, особенности эффузивного и интрузивного магматизма и морфология структурных элементов (рис. I). Стратиграфический объем этажей несколько различается от зоны к зоне. Нижний этаж обычно заканчивается силуром, верхний охватывает либо девон и нижний карбон, либо часть девона, верхний-средний карбон-пермь, но иногда также часть силура и триас (?). Эволюция осадочных, магматических и рудных формаций и складчатых форм от этажа к этажу таковы, что каждый этаж может рассматриваться как проявление последовательных стадий развития геосинклинали. В связи с этим А.В. Пейве и В.М. Синицыным геосинклиналям, в результате развития которых возникли упомянутые структурные этажи, были даны названия "первичных", "вторичных" и "остаточных" геосинклиналей. По отношению к Центральному Казахстану, большей части Алтае-Саянской области и Тянь-Шаня, предложенные А.В.Пейве и В.М. Синицыным термины очень верно, хотя и неполно отражают сущность явлений. Однако, анализ данных по более обширной территории, в частности, по складчатым системам Востока СССР, Кордильер, Северной Америки, горных районов Центральной Азии приводит к заключению, что формационно-структурные комплексы, сходные с комплексами "первичных","вторичных", и "остаточных" геосинклиналей и даже тождественные им, не только не образуют подчас полного набора, но даже порой меняются местами. Иногда развитие геосинклинали начинается не с "первичной" стадии, а с "вторичной" и даже с "остаточной". По существу, каждая геосинклинальная система проходит неодинаковое число стадий, а сходные стадии могут находиться в различной последовательности с другими стадиями. Естественно, что термины "первичная геосинклиналь", "вторичная геосинклиналь", "остаточная геосинклиналь", весьма удачно характеризующие последовательность развития геосинклиналей в Казахстане, в Алтае-Саянской области и в некоторых других регионах, являются непригодными для характеристики областей с иной последовательностью формационно-структурных комплексов. Тем не менее, сама идея выделения геосинклиналей различного типа в зависимости от характера осадочных, вулканогенных, интрузивных и рудных формаций и тектонических структур нам представляется весьма рациональной. Как ни разнообразны гео-

ЭВГЕОСИНКЛИНАЛИ МЕЗОГЕОСИНКЛИНАЛИ МИОГЕОСИНКЛИНАЛИ БРАХИГЕОСИНКЛИНАЛИ

I ФОРМАЦИИ

II СКЛАДКИ

в разрезе



б) в плане

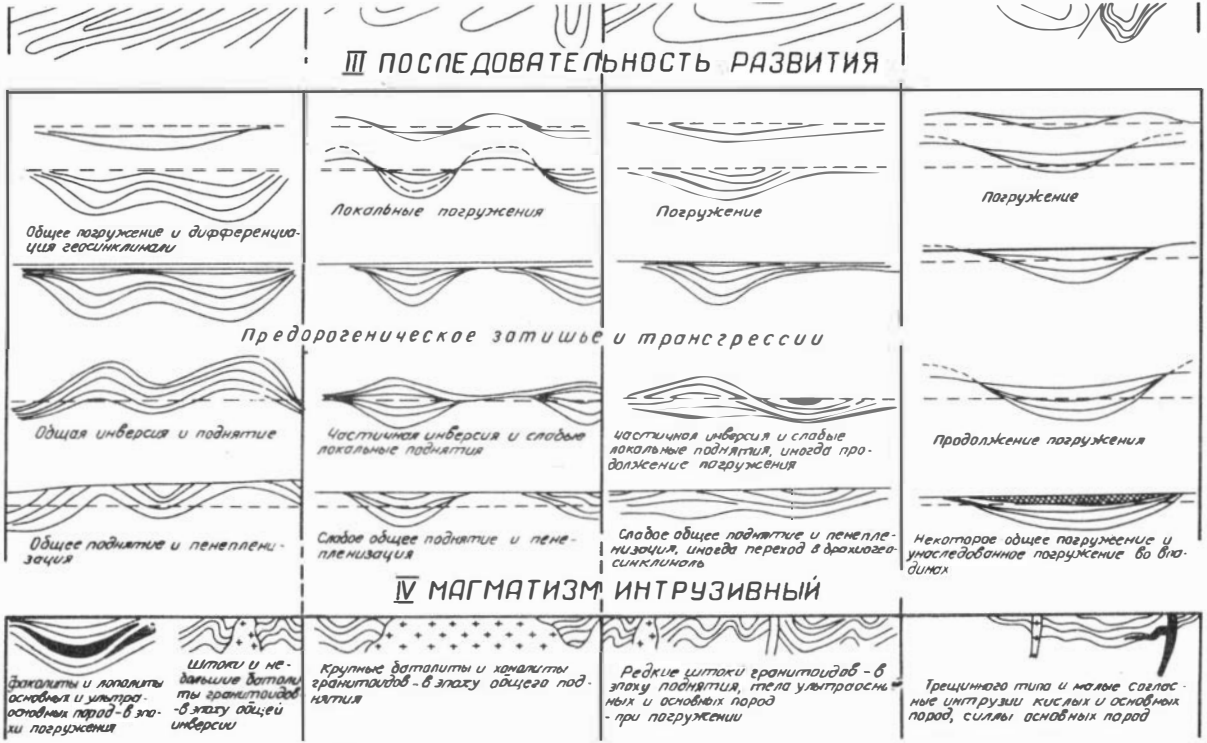


Рис. 1. Схема основных характеристик главных типов геосинклиналей (по Ф.С. Моисеенко, 1960г., с дополнениями)

синклинали по времени и длительности развития, по особенностям возникновения, возрасту и структуре фундамента, режиму развития и т.п., в них, как правило, находятся однотипные или очень сходные формационно-структурные комплексы, хотя сочетания их и последовательность не всегда одинаковы.

Например, сильно дислоцированные "первично-геосинклиналь - ные" вулканогенно-осадочные комплексы с породами спилито-кератофировой, офиолитовой, кремнисто-яшмо-кварцитовой, песчано-сланцевой терригенных или карбонатно-эффузивной формаций характерны и для нижнего протерозоя (?) Витимской зоны (муйская серия), и для рифейско-нижне-среднекембрийской толщи Батеневского кряжа, и для рифейско-силурийских накоплений Еремень-Тау-Чингизской зоны в Казахстане, и для мезозоя Пеннинской зоны в Альпах и для триаса и юры звгеосинклинальной зоны Кордильер Северной Америки. "Вторично-геосинклинальные" образования "порфировой" или сходных с нею формаций, пестроцветные терригенные, карбонатные, органогенные и угленосно-молассовые сероцветные отложения известны как в протерозое Витимской зоны (падринская, катерская и другие свиты), так и в девоне Минусы, в девоне - нижнем карбоне юго-востока Центрального Казахстана и Алтая, в верхнем палеозое Альп, в пермско-нижнемеловой толще Забайкалья, верхнедевонско-юрской - Колымского массива.

"Остаточно-геосинклинального" типа терригенные пестроцветные, карбонатные, иногда соленосные и угленосные относительно слабо дислоцированные отложения слагают нижне-среднекембрийскую толщу в Витимской зоне и среднедевонско-пермскую - в минусинской зоне Алтае-Саянской складчатой области, и верхнедевонско- пермскую - в Тенизской зоне Центрального Казахстана, и верхнекаменноугольно-пермскую - в Гельветской зоне Альп.

Разумеется состав указанных формаций и толщ далеко не идентичен во всех случаях, однако, черты сходства их и особенно их вертикальных рядов достаточно отчетливы. В то же время различные структурно-формационные группы (комплексы) занимают далеко не одинаковое положение в разрезе. Чаще всего они располагаются в той последовательности, в какой они описаны выше. Это можно видеть на примере Алтае-Саянской области, Центрального Казахстана, Северного Тянь-Шаня, Восточного Урала и других. Но в Альпах и в Пенжинской зоне дальневосточных альпид первый из

описанных комплексов залегает выше последних. На Северо-Востоке СССР ниже "вторично-геосинклинального" структурно-формационного комплекса обычно залегают преимущественно терригенные образования, характерные по составу и характеру сложенных ими тектонических структур для миогеосинклиналей. Они в свою очередь налегают на толщи платформенного типа. В Байкало-Патомской зоне миогеосинклинальный комплекс, напротив располагается выше "вторично-геосинклинального" и т.д.

Выше, при рассмотрении вопроса о главных структурно- генетических элементах земной коры на континентах приводились примеры, характеризующие разнообразие представлений о геосинклиналях. Естественно, что взгляды на систематику самих геосинклиналей ещё более разнообразны. И причиной тому являются не только различия в подходе к изучению объектов, но и действительная неоднотипность их. Эта неоднотипность нашла наиболее яркое выражение в представлениях А.Л. Яншина и, по-видимому, других авторов "Тектоники Евразии" /IOI/. А.Л. Яншиным подчеркивается своеобразие и неповторимость практически каждой геосинклинали. Эта точка зрения в несколько иной форме проявляется в выделении региональных типов геосинклиналей Т.Н. Спижарским /99/ и другими геологами, в выделении одинаковых стадий и рядов формаций для всех геосинклиналей /67, 7I/, в однотипном расчленении геосинклиналей на их элементы /95, 96/. При таком подходе сам вопрос о систематизации геосинклиналей в том смысле, в каком мы его рассматриваем, является излишним.

Большинство исследователей исходит из того, что геосинклинали и геосинклинальные структуры обладают, помимо различий, и важными чертами сходства, что позволяет группировать их в определенные типы, классы и т.п. Количество типов геосинклиналей и соответствующих им структур пока не определено. Нет общепринятых критериев выделения их. Часто типы, выделяемые одними геологами, рассматриваются в качестве стадий какого-то одного типа - другими. Отметим сразу же, что мы принимаем за тип геосинклинали такой геосинклинальный элемент, которому соответствует специфический структурно-формационный комплекс и который может находиться в самых различных пространственных и временных соотношениях с другими геосинклинальными элементами. Стадии и этапы развития геосинклинали не сопровождаются таким изменением пространственных или разрывом временных соотношений между соответст-

вующими им частями геосинклинальных комплексов.

Судя по литературным данным, типы геосинклиналей довольно многообразны. Некоторые из них слабо изучены, не выделены в пределах континентов, а может быть и совсем отсутствуют на изученной нами территории. Таковы, возможно, талассогеосинклинали Н.А. Богданова /21/, подобные энсиматическим геосинклиналям Ф.Уэлса /147/, современные геосинклинали Тихоокеанского кольца, отличие которых от геосинклиналей прошлого подчеркивается многими авторами /31, 92, 101 и др./.

Одни из типов геосинклиналей являются почти общепризнанными, несмотря на различие в их диагностике, другие только намечены, третьи даже исключаются из числа геосинклиналей. Последнее особенно касается геосинклиналей, отличных от ортогеосинклиналей Г.Штилле /145/ или от геосинклиналей типа Альпийской. Именно их выделение вызывает наиболее острые дискуссии, несмотря на то, что соответствующие им структурно-формационные комплексы широко развиты, довольно хорошо изучены и выделены под самыми разнообразными названиями.

Затруднение в систематизации геосинклиналей и геосинклинальных структур вызывает наличие структурно-генетических и соответствующих структурных элементов, генетически связанных с определенными стадиями развития геосинклинали одного типа, но по структурам и формационным особенностям сходных с геосинклиналями другого типа. Такого рода конвергенция признаков характерна, например, для краевых прогибов и миогеосинклиналей, для миогеосинклиналей и зрелой (по А.А. Богданову) стадии эвгеосинклиналей, для мезогеосинклиналей и геоантиклинальных участков эвгеосинклиналей и особенно эвгеосинклиналей 2-го рода (см. ниже). Возникают трудности с определением места в ряду геосинклинальных структур таких элементов, как срединные массивы, краевые вулканические пояса и мощно развитые зоны глубинных разломов.

В настоящее время ещё трудно, да часто и невозможно достаточно строго выдержать генетический принцип систематики геосинклиналей и геосинклинальных структур. Поэтому представляется вполне допустимым особенно для поставленных нами целей, принять в качестве главного принцип сходства формаций и структур. Конечно, последовательное проведение этого принципа на практике может иметь своим следствием объединение в одну группу структур

различного генезиса. Но такие случаи, во-первых, будут не часты, во-вторых, они отмечают сходство тектонической обстановки на разных стадиях развития земной коры в разных районах. Последнее даже полезно для выявления влияния тектонических условий на формирование земной коры.

3. Основные структурно-генетические элементы подвижных поясов

Ранее на основании изучения складчатых областей, окаймляющих Сибирскую платформу и Западно-Сибирскую плиту, нами /I07/ были выделены четыре основных типа геосинклиналей, различающихся по характеру выполняющих их осадков, вулканических пород, интрузивных комплексов, рудных месторождений и тектонических, преимущественно складчатых, структур. Дальнейшая работа в направлении систематизации геосинклиналей и геосинклинальных структур в связи с исследованием истории развития земной коры убедила нас в рациональности выделения этих типов. Поэтому здесь приводим их более полную характеристику и обоснование их выделения.

Геосинклинали I-го типа аналогичны по осадочным и магматическим формациям, а также по морфологии складчатых структур первичным геосинклиналям А.В. Пейве и В.М. Синицина (рис. I). Спилито-кератофировая, яшмовая и зеленоцветная терригенная формации являются наиболее типичными для них. Особенно характерна ассоциация спилитов с яшмово-кремнистыми породами, почти не встречающимися в геосинклиналях других типов /I44/. В некоторых из этих геосинклиналей заметная роль в разрезе принадлежит известнякам. Зеленоцветная флишоидная формация в одних случаях резко редуцирована (салаириды Минусинской зоны), в других -достигает мощности во много километров (каледониды Актогайской зоны в Центральном Казахстане). Офиолитовые пояса обычны для них. Гранитные интрузии развиты слабо. Складчатость по преимуществу линейная. Метаморфизм пород значительный /I6/. Развитие обычно заканчивается общей инверсией геосинклинали. В подавляющем большинстве случаев после короткого или длительного периода относительного тектонического покоя на месте геосинклиналей этого типа возникают геосинклинали других типов. К геосинклиналям I-го

типа вполне применим термин "эвгеосинклиналь" в понимании М.Кэя /53/, если из числа их исключить геосинклинали типа вторичных геосинклиналей А.В. Пейве и В.М. Синицина. А.А. Богдановым геосинклинали I-го типа названы эвгеосинклиналями. Они именуются также собственно геосинклиналями, нормальными геосинклиналями, зеленокаменными геосинклиналями, вулканогенными прогибами /22, 66, 67 и др.).

Как известно, Г.Штилле одним из признаков эвгеосинклинали считал её положение относительно платформы, от которой её должна отделять миогеосинклиналь. Этот признак, как показал Г.П.Леонов /55/, не выдерживается даже в отношении тектонотипа эв- и миогеосинклиналей Г. Штилле. Он не считается определяющим многими советскими исследователями /I6, I9, 47 и др.).

Геосинклинали I-го типа или эвгеосинклинали включают два подтипа. К первому из них полностью относится данная выше характеристика. Второй же отличается от первого редуцированным развитием спилито-кератофировой и яшмовой формаций, а также основных интрузий, резким преобладанием терригенных образований и большей длительностью формирования, иногда многократным проявлением складчатости без потери эвгеосинклинального режима и сравнительно интенсивным синорогенным гранитоидным магматизмом. Геосинклинали второго подтипа(2-го рода) могут быть названы эвгеосинклиналями со слабым проявлением магматизма, а геосинклинали первого подтипа (I-го рода) - собственно эвгеосинклиналями. Эвгеосинклинали второго рода А.А. Богданов /I6/ предлагает называть лептогеосинклиналями, а Л.П. Зоненшайн /35/ терригенными геосинклиналями. Последний термин больше подходит к миогеосинклиналям. Это следует хотя бы из того, что сам автор ранее не отделял терригенные геосинклинали от миогеосинклиналей /34/.Термин лептогеосинклиналь также не очень удачен, поскольку Р.Трюмпи /I04/ обозначал им геосинклинали с маломощными глубоководными образованиями, формировавшимися в течение значительных временных интервалов. По-видимому, эвгеосинклинали 2-го рода иногда относят к числу миогеосинклиналей /I6/.

Эвгеосинклинали формируются при преобладающем погружении занимаемых ими участков земной коры. Поднятия носят локальный и кратковременный характер.

Собственно эвгеосинклинали в одних случаях проходят полное развитие и тогда разрез их венчает мощная песчано-сланцевая, нередко флишоидная зеленоцветная толща, сходная с песчаниково-сланцевой формацией миогеосинклиналей, в других – цикл развития эвгеосинклинали сокращенный, песчано-сланцевая зеленоцветная формация резко редуцирована по мощности или даже вовсе отсутствует. Примером первых являются каледонские эвгеосинклинали Западного Саяна и юго-восточной части Центрального Казахстана, примером последних – салаириды Минусинской зоны и каледониды Чингиза.

Представляется рациональным выделить также третий подтип эвгеосинклиналей – протогеосинклинали, т.е. древнейшие докембрийские геосинклинали, на своеобразие которых указывают Е.В.Павловский и М.С. Марков /82/. Они отличаются отсутствием резко дифференцированных движений, развитием брахиформных структур, широким развитием лав базальтово-андезитового состава, исключительным преобладанием среди осадочных отложений толщ граувакового состава, наличием маломощных пачек железо-кремнистых и карбонатных пород.

В пределах Сибири и Дальнего Востока восточнее Алтае-Саянской области посленижнепротерозойские эвгеосинклинали I-го подтипа почти не встречаются, а обычны эвгеосинклинали 2-го рода. Характерно, что в одних случаях образованию эвгеосинклиналей 2-го рода предшествовал длительный цикл развития, сходного с миогеосинклинальным (Восточно-Забайкальская зона), в других – эвгеосинклинальный цикл повторялся 2-3 раза (Сихотэ-Алиньская), причем с каждым новым циклом эвгеосинклиналь все более утрачивала характерные признаки типичной эвгеосинклинали. В третьих, геосинклинали 2-го рода представляют геосинклинали, видимо, заложившиеся непосредственно в теле архейских платформ. Таковы протерозойские эвгеосинклинали Витимской и Ципинской зон в Забайкалье.

Намечается, что эвгеосинклинали эволюционируют во времени: чем они моложе, тем больше они отличаются от типичных эвгеосинклиналей I-го рода и, тем больше в них появляется элементов, родственных с мио- и мезогеосинклинальными. Сходство эволюции эвгеосинклиналей во времени (снизу вверх) и в пространстве (с запада на восток), по-видимому, обусловлено одной причиной: изменением характера основания, на котором развивается каждая новообразованная геосинклиналь.

Геосинклинали 2-го типа по основным характеристикам отвечают вторичным геосинклиналям А.В. Пейве и В.М. Синицина. Формация терригенных сероцветных и пестроцветных морских отложений, порфировая формация, угленосно-молассовая формация, органогенно-обломочные известняки и континентальные красноцветы наиболее типичны для этих геосинклиналей. Структуры брахискладчатого типа. Интрузивный магматизм обычно весьма интенсивный, по преимуществу гранитоидный. Закрытие этих геосинклиналей сопровождается зачаточной инверсией, обнаруживаемой лишь путем тщательного палеогеографического анализа. В общем же структуры развиваются унаследованно.

Наиболее типичной геосинклиналью 2-го типа является средне-палеозойская геосинклиналь в северной части Джунгаро-Балхашской провинции, где соответствующий тектонический режим удерживался в течение девона - нижнего карбона, сменившись несколько отличным от него режимом верхнепалеозойской эпохи. Отложения геосинклиналей этого типа выполняют Чийозек-Кеуектинскую брахисинклиналь, Успенский и Акбаурский синклинории, многие прогибы в Северном и Северо-Западном Прибалхашье. Некоторыми геологами, в частности, А.А. Богдановым (I3, I6, I8 и др./, они относятся к эвгеосинклинальным, что нам представляется не вполне точным. Набор формаций и мощное проявление субсеквентного магматизма слишком не типичны для эвгеосинклиналей в том понимании, в каком они описываются А.А. Богдановым, Л.П. Зоненшайном и многими другими.

Своеобразной особенностью геосинклиналей 2-го типа является "уравновешенность" участков земной коры, ими занимаемых. Прогибы и поднятия в них как бы компенсируют друг друга и "зеркало геосинклинали"- её средний уровень-мало отличается от уровня моря. Этим объясняется частое наличие в них антиклинальных поднятий, лишенных отложений соответствующего возраста, принадлежность которых к рассматриваемым геосинклиналям устанавливается лишь по соотношению с синклинальными прогибами и широкому развитию интрузий гранитоидов, одновозрастных с гранитоидами прогибов. В случаях, когда подобные антиклинальные поднятия располагаются на границе геосинклинали с платформой, наиболее четким геологическим критерием их обнаружения является наличие в них гранитных интрузий, одновозрастных с геосинклинальными, но рез-

ко отличных по возрасту от складчатого основания платформ[x]. Эти интрузии, как нам представляется, неверно именуются "телеорогенными", "телегеосинклинальными", "платформенными" и т.п. Если на поднятиях и сохраняются отложения соответствующего возраста, то они, обычно, не только не облегчают выяснения картины, но, напротив, нередко вводят геологов в заблуждение. Давно известно, что характер тектонических структур находится в корреляционной зависимости от мощности отложений /5/. По мере уменьшения мощности их в антиклинальных поднятиях складки становятся все более пологими, а разрывные нарушения приобретают все более широкое развитие /77/. При этом претерпевают изменения и фации отложений. Все это и является причиной того, что антиклинальные поднятия геосинклиналей 2-го типа часто считаются платформенными участками, а прорывающие их относительно молодые интрузии - внедрившимися якобы уже в эпоху платформенного развития этих участков.

Геосинклинали 2-го типа различаются по характеру эффузивных формаций. Для одних из них характерны преобладающие порфиры и подчиненные порфириты андезито-базальтового ряда, для других - породы трахибазальтового ряда. Первые характеризуют нормально развивающиеся геосинклинали 2-го типа, вторые - наблюдаются в геосинклиналях 2-го типа с очень коротким периодом развития и часто без перерыва переходящих в геосинклинали 4-го типа. Возможно, описываемые геосинклинали с трахибазальтовым вулканизмом следует рассматривать как начальную стадию развития брахигеосинклиналей (см. ниже).

Не исключено, что рассматриваемого типа геосинклинали могут быть почти лишены морских отложений, однако, по всем прочим характеристикам, и в частности, по магматизму, они не будут отличаться от обычных "морских" геосинклиналей.

Геосинклинали 2-го типа по многим своим характеристикам являются средними, промежуточными между эвгеосинклиналями и брахигеосинклиналями и поэтому могли бы быть названы промежуточными геосинклиналями, медигеосинклиналями (*medium* - средний, про-

x) Такие зоны отличаются от платформенных или от не претерпевших изменения участков ранее проявившейся складчатости не только развитием подобных интрузий, но также характером аномальных геофизических полей и особенностями металлогении, примеры чего можно видеть в Забайкалье и в Центральном Казахстане.

межуточный), мезогеосинклиналями. Последний термин нам представляется наиболее подходящим, хотя он и использован ранее К.Шухертом /143/ для обозначения срединземных геосинклиналей, т.е. в совершенно ином смысле. В терминологии А.А. Богданова /16/ геосинклиналям 2-го типа соответствует субсеквентная форма орогенической стадии. И, следовательно, они могут быть названы также субсеквентными геосинклиналями. Поскольку такой двойной термин неудобен для пользования и, кроме того, применен автором лишь по отношению к геосинклиналям второго типа с повышенной основностью магматизма и редуцированным развитием, мы остановимся на термине мезогеосинклиналь. Этот термин также мало удачен, но он уже стал входить в литературу /7, 8/.

Особенности режима развития мезогеосинклиналей обуславливают некоторые черты их формаций, давшие повод к отнесению их некоторыми геологами то к эвгеосинклиналям, то к брахигеосинклиналям ("остаточным геосинклиналям", геосинклиналям "орогенного этапа развития" и т.п.). С эвгеосинклиналями их смешивают в случаях, когда среди выполняющих их отложений широко развиты или преобладают морские накопления /13/ или из-за мощного проявления в них магматизма /145/. При этом нередко их рассматривают как особый этап в развитии геосинклинали. Например, В.И.Яговкин /134/ обозначает мезогеосинклинальный комплекс "новогеосинклинальным". К геосинклиналям типа брахигеосинклиналей относят обычно те мезогеосинклинали, в которых преобладают континентальные образования: мезозойскую мезогеосинклиналь Монголо-Охотского пояса /36, 124/, девонские мезогеосинклинали Казахстана и Алтае-Саянской области /13, 43 и др./. Мезогеосинклинали с преобладанием континентальных условий одни авторы сопоставляют с межгорными впадинами /72/, другие /56 и др./ предлагают выделить в особый вид структур[x]. Так, В.Д. Масайтис и Ю.Г. Старицкий /57/, следуя Чэнь Го-да /141/, мезозойские геосинклинали Восточной Азии называют "третьим основным структурным элементом континентальной земной коры - дива, элементом, который стоит в одном ряду с геосинклиналями и платформами". Ю.В. Комаров и Н.М. Хренов /38/ называют их эпигоналями, а затем переводят их в "вулканические" или "вулкано-плутонические пояса", считая последние частным выражением "эпигонального развития" /117, 118/.

x) В данном случае правильней говорить о типах не структур, а структурно-генетических элементов, каковыми являются геосинклинали.

М.С. Нагибина /74, 73/ выделяет впадины Восточно-Азиатского типа, не соответствующие по её представлениям ни платформенным, ни геосинклинальным структурам и возникшие в результате "ревивации" (оживления). Она указывает также, что в дива-структуры объеди - няются весьма различные по строению и развитию структурные элементы. Хуан Цзи-цин /119/ включает их вместе с другими образованиями в параплатформы.

Среди мезогеосинклиналей широко развиты мезогеосинклинали 2-го рода, характеризующиеся резко редуцированным циклом развития и повышенной основностью магматизма. Угнетенность их развития, и тесная ассоциация со сменяющими их во времени брахигео - синклинальными (остаточно-геосинклинальными, собственно орогенными) комплексами, что, например, наблюдается в Тенизской и Минусинской впадинах, породили естественное стремление видеть в тех и других единый "орогенный" комплекс. В тех же случаях, когда мезогеосинклинали полно развиты, их по причине широкого развития морских осадков и мощного развития магматизма в эффузив - ной и интрузивной формах почти всегда относят к эвгеосинклина - лям. Но между такого рода "эвгеосинклиналями" и "субсеквентной формой орогенической стадии" гораздо больше общих черт, чем между такими и настоящими эвгеосинклиналями. Полно развитые мезогеосинклинали с "субсеквентной формой орогенической стадии" объединяют следующие признаки:

1) широкое проявление "субсеквентного" наземного вулканизма и субсеквентного же гранитного интрузивного магматизма; тот и другой менее интенсивны, более основны и более кратковременны в "орогенных" зонах; при этом интрузии гранитоидов почти никогда не интрудируют в вышележащие орогенные комплексы;

2) строение разреза в тех и других сходно, несмотря на преобладание континентальных образований и частое выпадение отдельных членов разреза в "орогенных" зонах;

3) формируются они в условиях одинакового режима при сравнительно дифференцированных движениях;

4) от собственно орогенных пестроцветных терригенных комплексов мезогеосинклинальные и "субсеквентные" комплексы почти всегда отделены несогласием /56, 60 и др./.

5) зоны развития мезогеосинклинальных комплексов как пер - вого, так и второго рода резко отличны от собственно орогенных

(брахигеосинклинальных) зон по характеру проявления в магнитных полях и по соотношению с особенностями глубинного строения земной коры /62/.

И интенсивный андезитовый или гранитоидный магматизм, и соотношения с геофизическими аномалиями и глубинным строением коры свидетельствует о том, что мезогеосинклинальный режим, даже в его редуцированном проявлении, связан с каким-то очень важным этапом в жизни земной коры. Поэтому представляется необходимым отделить этот режим от собственно орогенного, который ниже описан под названием брахигеосинклинального. Выделить мезогеосинклинальные элементы из всякого рода "межгорных впадин" /65/ "прогибов" /32/, "орогенных стадий" /16 и др./, возможно, даже не всегда удастся, так как при угнетенном проявлении мезогеосинклинального режима и, в частности, интрузивного магматизма, они могут быть неотличимы от брахигеосинклинальных. Вопрос о границах мезогеосинклинальных комплексов нуждается в специальной разработке. Во всяком случае включение в них флишоидных и молассоидных образований заключительных этапов развития ортогеосинклиналей, как и установление единой временной верхней границы для всех зон одного орогенического цикла /65/ нельзя признать приемлемым.

В сущности, вопрос о выделении описываемого типа структурно-генетических элементов обсуждается давно. После выхода в свет работы А.В. Пейве и В.М. Синицина /86/, в которой он выделен под названием вторичных геосинклиналей, многие авторы, обозначая его обычно этим же термином, описывали в различных районах Казахстана, Тянь-Шаня, Алтае-Саянской области и т.д. Не вызывает особых споров выделение мезогеосинклинальных образований, правда, под другими обозначениями, на юге Восточной Сибири. Причем здесь к ним относят даже пояс мезозойских гранитоидов Становика-Джугджура /118/. Геофизические аспекты проблемы мезогеосинклиналей, отмеченные выше (см. п. 5), , побуждают нас настаивать на обособлении их наряду с другими типами геосинклиналей, какими бы эфемерными они не казались в отдельных районах.

Одним из важнейших признаков мезогеосинклиналей является интенсивное проявление так называемого субсеквентного магматизма в эффузивной и интрузивной формах[x]. По этому признаку можно

x) Как подметил В.И.Смирнов /96/ расцвет такого рода магматизма, как и рудообразования, наблюдается в зонах с приглушенными магматизмом и металлогеническими процессами на собственно эвгеосинклинальной стадии развития.

установить, что мезогеосинклинальный режим играл большую роль в развитии земной коры в самые различные периоды геологической истории, начиная с архея /9,20,30,112/. В частности, в юго-восточной части Сибирской платформы мезогеосинклинальные условия установились, по Ю.Н. Гамалея /27/, называющему соответствующий период "ранним этапом платформенного развития", около 2 млрд. лет назад и, вероятно, закончились внедрением гранитоидов Улканского плутона, имеющего возраст 1600-1770 млн. лет /26/.

Мезогеосинклинали в большинстве случаев развиваются на месте эвгеосинклиналей и непосредственно после них. Продолжительность мезогеосинклинального цикла, как и его проявление, различны в разных зонах. В зонах собственно эвгеосинклиналей (Восточно-Уральский, в Центральном Казахстане, в большей части зон Алтае-Саянской области) длительность его обычно более периода, а иногда охватывает и несколько периодов, в некоторых случаях повторяясь дважды (Актогайская зона и др. в Казахстане). В зонах эвгеосинклинальных салаирид и ранних каледонид мезогеосинклинальный цикл редуцирован и быстро сменяется брахигеосинклинальным (Минусинская, Кокчетауская зона и др.). Жизнь мезогеосинклиналей, наложенных на эвгеосинклинали 2-го подтипа, более продолжительна. Например, в Восточно-Забайкальской зоне они удерживались, начиная с верхнего палеозоя и кончая нижним мелом, в Ципинской - в течение всего среднего и верхнего протерозоя и кембрия. Для всех этих мезогеосинклиналей характерно проявление интенсивного гранитоидного магматизма, причем для некоторых из них - в начале и в конце цикла развития.

Мезогеосинклинали Тихоокеанского пояса и Северо-Востока СССР, очень не сходные по строению и возрасту фундамента, отличаются обычно малой продолжительностью существования (чаще всего верхняя юра - нижний мел или верхний мел - палеоген) слабым проявлением гранитоидного магматизма и повышенной основностью эффузий и интрузий.

Повышенная основность эффузивов наблюдается также в мезогеосинклиналях Забайкалья, Монголо-Охотского пояса, Обь-Зайсанской зоны, развившихся на месте эвгеосинклиналей 2-го подтипа, и в зисалаирских мезогеосинклиналях восточной половины Алтае-Саянской области. Мезогеосинклинальные комплексы в зонах бывших эвгеосинклиналей 2-го рода отличаются не только большей основ -

востью, но и наличием других признаков, не характерных для мезогеосинклиналей, сформировавшихся на месте эвгеосинклиналей I-го рода: появлением спилитов, преобладанием морских осадков.

Отмеченное различие в химизме магматического материала мезогеосинклиналей в зависимости от характера предшествующего режима, как нам представляется, имеет весьма существенное значение, поскольку химизм магм сильно зависит от тектонической обстановки /I24/. В общем случае более основные магматические продукты должны иметь либо более глубинные очаги зарождения, либо очаги, лежащие в земной коре, ещё недостаточно раздифференцированной на слои. Первый случай, видимо, наиболее вероятен при наличии древнего, сильно остывшего фундамента под складчатыми комплексами, второй - при залегании этих комплексов на земной коре с маломощным гранитным слоем. В последнем случае, очевидно, неблагоприятны условия для возникновения гранитов, что и наблюдается на примере притихоокеанских мезогеосинклиналей.

Геосинклинали 3-го типа довольно точно соответствуют по содержанию миогеосинклиналям Г.Штилле /I45/, поэтому мы и называем их в дальнейшем миогеосинклиналями.

Для миогеосинклиналей характерно преобладание морских песчано-алеврито-глинистых, а в некоторых случаях и карбонатных толщ и почти полное отсутствие эффузивов. Складчатость линейная или брахиформная, значительно менее интенсивная, чем в эвгеосинклиналях. Интрузии проявлены слабо. Развитие структур происходит унаследованно, хотя зачаточная, частичная инверсия и имеет место.

Миогеосинклинали различны как по характеру слагающих их формаций, так и по морфологии складок. Одни из них характеризуются резким преобладанием терригенных отложений (Верхоянская), другие - известняков (Западно-Уральская). В одних случаях слои, их выполняющие, довольно интенсивно дислоцированы, в других - слагают очень пологие складки. По характеру преобладающих осадков миогеосинклинали могут быть разделены на "терригенные", частным случаем которых являются флишевые геосинклинали, и "известняковые" /66/.

Частным случаем миогеосинклиналей, видимо, являются так называемые перикратонные опускания /40/. Последние представляют собой миогеосинклинали на доверхнепротерозойском основании. Вы-

деление их в качестве самостоятельных структурных элементов было бы весьма желательным, но практически оно трудно выполнимо, поскольку по своим "материальным" характеристикам они почти не отличаются от прочих миогеосинклиналей. Поэтому, соглашаясь с Ю.А. Косыгиным и И.В. Лучицким /42/ в том, что термин "перикратонное опускание" отражает весьма важные особенности подобных структурных элементов, мы все же считаем правильным отнесение их к миогеосинклиналям.

Миогеосинклинали развиты на Северо-Востоке Союза, а для ранних периодов геологической истории в арктических районах: на Таймыре, Северной Земле, Новой Земле, Пайхое. Кроме того, к ним отнесен Западный Урал и Сахалин. В отличие от мезогеосинклиналей, они обычно формируются на участках, долгое время пребывавших в режиме платформы (Яно-Колымская, Верхоянская, Северозамельско-Северотаймырская миогеосинклинали) или в геоантиклинальном режиме (Сахалинская, возможно, Западно-Уральская миогеосинклиналь). Исключение составляет Байкало-Патомская миогеосинклиналь, развивавшаяся непосредственно за закрытием мезогеосинклинали. Миогеосинклинальные эпикратонные (эпиплатформенные) комплексы характеризуются присутствием угленосных и иногда соленосных формаций, комплексы перикратонные (Западно-Уральская, Байкало-Патомская миогеосинклинали) - развитием карбонатных пород. "Внутренние" миогеосинклинали типа флишевых геосинклиналей /66/ выполнены преимущественно флишоидными осадками, но в них встречаются и элементы эвгеосинклинального разреза (прослои спилитов, яшм). Характерно, что Сахалинская и Западно-Камчатская зоны по наличию угленосных и нефтеносных отложений попадают в разряд миогеосинклинальных эпикратонных.

Л.П. Зоненшайн /35/ отмечает, что к миогеосинклиналям относят две категории структур, одна из которых соответствует миогеосинклиналям Г.Штилле и описана нами выше, другая - миогеосинклиналям А.А. Богданова /16/ и, по-видимому, Хуан Цзи-циня /119/, для которых обычен слабый инициальный и иногда значительный синорогенный и субсеквентный магматизм. Геосинклинали этой второй категории он предлагает назвать терригенными и причислить их к эвгеосинклиналям. Мы вполне разделяем точку зрения Л.П. Зоненшайна и оставляем термин миогеосинклиналь лишь за геосинклиналями, почти амагматическими. Кстати, субсеквентный маг-

матизм в пределах миогеосинклиналей может быть наложенным по отношению к собственно миогеосинклинальным структурам и не иметь непосредственного отношения к миогеосинклинальному режиму.

Геосинклинали 4-го типа являются формационно-структурным аналогом остаточных геосинклиналей А.В. Пейве и В.М. Синицина и вполне соответствуют орогенной форме орогенической стадии А.А. Богданова /16/.

Континентальные и реже морские пестроцветные и сероцветные терригенные и отчасти карбонатные формации резко преобладают в разрезе отложений геосинклиналей 4-го типа. Довольно часто встречаются в них угленосные формации и изредка - соленосные. Складки представлены пологими прогибами и поднятиями, осложненными пологими мульдами, куполовидными складками и брахискладками, в срединных частях которых породы часто залегают почти горизонтально, а в краевых частях - довольно круто, обнаруживая тесную зависимость дислоцированности их от перемещения блоков фундамента. Встречаются интрузии основного и щелочного среднего состава согласные или трещинного типа. Признаки инверсии отсутствуют, унаследованность развития крупных структурных форм отчетливо выражена. Для геосинклиналей 4-го типа характерна тенденция слабого общего поднятия, хотя частные прогибы могут испытывать длительные, устойчивые, большой амплитуды относительные погружения.

Геосинклинали четвертого типа могут быть названы парагеосинклиналями или брахигеосинклиналями. Ранее этот термин был предложен И.В. Лучицким и использован А.В. Пейве /84/ для структур типа Тенизской впадины.

Брахигеосинклинали, подобно другим типам геосинклиналей, состоят из прогибов и поднятий, однако, представление о них дают лишь прогибы, так как брахигеосинклинальные поднятия лишены соответствующих осадочных и магматических образований, т.е. тех документов, по которым можно было бы прочитать их историю развития и выявить особенности строения. Примерами брахигеосинклинальных прогибов являются Кузнецкий прогиб (средний и верхний палеозой), тенизская впадина (фамен-пермь), Минусинская впадина (средний девон-пермь) и другие. Время завершения брахигеосинклинального режима обычно не определенно и здесь указывается приближенно.

По ряду признаков к брахигеосинклиналям близки участки новейших дифференцированных тектонических движений, морфологически выраженные системами горных хребтов и впадин. От брахигеосинклиналей палеозоя и мезозоя, они отличаются развитием на фоне

резко выраженного общего поднятия и относительно меньшими масштабами осадконакопления. Возможно, было бы рациональным выделить их в особый тип структурно-генетических элементов, но стоящий в ряду геосинклиналей или в подтип брахигеосинклиналей. Нам представляется, что их следовало бы назвать орогеосинклиналями. Ранее для них предлагались термины "орогенные области", "области активизации", "геоантиклинальные области", "террагеосинклинальные системы", "области сводового развития", "аркогенеза" и многие другие.

4. Основные структурные элементы подвижных поясов

Поскольку развитие геосинклиналей заканчивается образованием на их месте складчатых, а точнее структурных областей, то, исходя из существования описанных выше структурно-генетических элементов земной коры, рационально за основу тектонического районирования принять соответствующие типы структурных зон: 1) зоны эвгеосинклинальных структур, 2) зоны мезогеосинклинальных структур, 3) зоны миогеосинклинальных структур, 4) зоны брахигеосинклинальных структур. Зоны эвгеосинклинального типа должны быть разделены на два подтипа: собственно эвгеосинклинальные, или "зеленокаменные", характерные для Евразиатского сектора, и эвгеосинклинальные зоны с ослабленным магматизмом, развитые в Тихоокеанском секторе.

Как следует из признаков, характеризующих геосинклинали различных типов, тектонические зоны должны различаться по характеру геологического разреза, составу, фациям и мощности отложений, по особенностям тектонической структуры, магматизма и металлогении, по возрасту тектонических движений. Тектонические зоны - структуры, как правило, глыбовые. Соотношение их со складчатыми формами различно. По отношению к крупным складкам зоны нередко представляются второстепенными элементами, осложняющими их крылья. Для мелких же складок зоны, напротив, являются фоном.

Структуры, соответствующие выделенным типам геосинклиналей, обнаруживаются почти во всех складчатых областях Сибири, образуя весьма различные, но обычно вполне закономерные во времени и

пространстве сочетания. Лишь в редких случаях встречаются структурные комплексы, в которых набор формаций, характер тектонических форм, интрузивный магматизм и тектонический режим представляют комбинации, как бы сборные от различных типов геосинклиналей. Таковы байкалиды Витимской и Ципинской зон, альпиды Сахалинской зоны и некоторые другие.

Геосинклинальные структуры первого, второго, третьего и четвертого типов (эв-, мио-, мезо-, и брахигеосинклинальные) сменяют одни другие в различной последовательности во времени, но в подавляющем большинстве случаев образуют вполне закономерные временные ряды, из которых наиболее часто встречаются следующие: I) эвгеосинклинальные - мезогеосинклинальные - брахи - геосинклинальные (I-П-IУ); 2) эвгеосинклинальные - миогеосин - клинальные (I-Ш); 3) миогеосинклинальные - мезогеосинклинальные (Ш-П). Ряды первого типа четко выражены в тектонических зонах Джунгаро-Балхашской провинции (особенно, в Актогайской), в Рудно-Алтайской, Витимской и в ряде других зон. Примером рядов второго типа являются структуры Восточно-Саянской, Бирюсинской, Западно-Саянской (?) зон. Ряды третьего типа редко встречаются в чистом виде (Анюйско-Чукотская и Тасхаяхтахская зоны, Омолонский массив). Обычно они составляют как бы единый ряд с рядом 2-го типа (зоны Восточного Саяна).

Смена одного структурно-формационного комплекса другим происходит различно. В типичном случае их разделяет региональный кратковременный (менее I периода) перерыв. В некоторых случаях такой перерыв либо весьма мал (в Минусинской, Кокчетауской зонах), либо, напротив, очень велик и продолжительность его измеряется несколькими периодами. Например, в геосинклинальных зонах Северо-Востока наступившее после нижнепротерозойской складчатости тектоническое затишье (платформенный режим) продолжалось по меньшей мере до среднего девона, а возможно даже и до среднего карбона. В Камчатских зонах перерыв, вероятно, продолжался с нижнего триаса до верхней юры и т.д. Характер структурных комплексов и сочетания их изменяются не только во времени, но и в пространстве, по площади /I07/.

5. Некоторые особые элементы структуры подвижных поясов и платформ

Кроме охарактеризованных выше четырех типов геосинклиналь-

ных структур в подвижных поясах Сибири и Дальнего Востока выделяются участки земной коры, которые являются также элементами геосинклинальных систем, но представляют собой особые структурно-генетические и структурные элементы подвижных поясов. Таковы зоны срединных массивов, зоны мощно развитых глубинных разломов и так называемые краевые вулканические пояса, наиболее ярко выраженные в Тихоокеанском подвижном поясе. Место этих элементов в ряду геосинклинальных форм недостаточно определенно. Так, срединные массивы нередко в классификационных схемах ставятся на один уровень с различными типами геосинклиналей и даже с геосинклинальными системами /19, 99, 109 и др.), а зоны глубинных разломов и вулканических поясов - к особому классу пограничных структур. В то же время включение в срединные массивы "зон ранней консолидации", /109/ "жестких массивов"типа Жаман-Сарысуйской зоны в Центральном Казахстане /23/, зоны каледонид западной части Центрального Казахстана дает основание часть их рассматривать как структурный элемент, возникший в результате нормального геосинклинального развития. Как бы то ни было, но на стадии складчатой области срединные массивы представляются особыми структурными элементами, по рангу однотипными с геосинклинальными тектоническими зонами.

Как известно, срединные массивы давно являются предметом дискуссии, сущность которой полно осветил А.Л. Яншин /136/,предложивший к числу срединных массивов относить лишь массивы-обломки платформ. Не вдаваясь в детали вопроса отметим, что срединные массивы могут проходить стадии развития, подобные тем, что наблюдаются в геосинклиналях, однако, все геологические процессы протекают менее интенсивно. Иногда такое понижение тектонической активности зон срединных массивов является кажущимся,так как некоторые из них опережают в своем развитии заключающие их геосинклинали, вследствие чего имеет место как бы "сдвижение фаз развития".

Срединные массивы существенно различны по своему происхождению, представляя собой то устойчивые участки платформ,существовавших до образования на их месте геосинклиналей (Охотский, Колымский и др.), то так называемые "ядра ранней консолидации" геосинклиналей (Центрально-Казахстанский массив).

В отношении краевых вулканических поясов также высказываются противоречивые суждения. Так, А.А. Богданов (I6,I8 и др/, по существу первым положивший начало широкому изучению древних краевых вулканических поясов, считает их особыми пограничными структурами, связанными с глубинными разломами на границе разновозрастных складчатых систем. В частности, им выделен девонский краевой вулканический пояс в пограничной зоне каледонид и герцинид Казахстана /I3/. Другие исследователи, не отрицая связи этих поясов с разломами, все же склонны видеть в них закономерный результат развития складчатой структуры (Ю.М. Шейнманн: см. /8/) или определенного типа геосинклинального развития /II8/. Последняя точка зрения не лишена оснований, так как по своим структурно-формационным характеристикам такие вулканические пояса как Центрально-Казахстанский, Охотско-Чукотский, Приморский действительно вполне сопоставимы с мезогеосинклинальными структурами. В то же время специфика генезиса, развития и соотношения их с другими структурными элементами ставит их в особый тип структур. Здесь сказывается уже упоминавшееся выше явление конвергенции. Мы, исходя из принципа главенства формационно-структурных признаков для тектонического районирования, на территории южного горного обрамления Сибири считаем возможным выделять на месте краевых вулканических поясов соответствующие геосинклинальные структуры, что является определенным упрощением.

Своеобразными чертами осадочных и магматических формаций и тектонических структур характеризуются узкие, протяженные зоны мощно развитых глубинных разломов, или шовные зоны. В них приходят в соприкосновение и смешиваются формации, развитые в разделяемых ими глыбовых зонах. Складчатость часто весьма интенсивна и не обнаруживает корреляции с характером формаций, мощностью отложений и т.п. Исключительно широко проявляется гранитоидный интрузивный магматизм. По многим чертам шовные зоны являются переходными от одной геосинклинальной зоны к другой. Они являются разновидностью глубинных "подвижных зон", выделенных Г.Н. Щербой /I33/, "земных швов" С.Бубнова /I40/ или дискорданогенных линий В.И. Попова /90/ и т.д. С последними их роднит то, что на отдельных своих участках они не обязательно выражены тектоническими разрывами и имеют флексурообразный характер.

Несоизмеримо шире развиты разломы и зоны разломов, которые из-за своей небольшой горизонтальной мощности не проявляются спецификой структурно-формационных особенностей. Они расчленяют земную кору на разной величины глыбы /49 и др./ часто соответствующие тектоническим зонам. Многие из них должны быть отнесены к категории глубинных разломов, которым ныне посвящена обширная литература /85, 100 и др./ или к краевым региональным разломам /94, 146/. При всей своей разнородности, они все же грубо могут быть объединены в две группы. Разломы одной группы имеют локальное значение, ограничивая или рассекая отдельные тектонические зоны. Разломы другей группы (Кузнецко-Алтайский, Монголо-Охотский, Джалаир-Найманский, Бирюсинский и др.) разделяют целые тектонические области или резко различные по своему строению и истории развития тектонические зоны или части одной зоны, различающиеся по возрасту складчатого фундамента (Чарский разлом в Обь-Зайсанской зоне). Эти разломы прослеживаются на многие сотни и даже тысячи километров, хорошо проявляясь в гравитационном и магнитном полях. Они часто без труда прослеживаются далеко под платформенным покровом плит. Одним из подобных разломов является Кузнецко-Алтайский, важная роль которого была давно подмечена В.А. Кузнецовым /46/.

О с т р о в н ы е д у г и не целесообразно выделять в качестве особого вида структур, исходя из представлений о том, что они являются результатом нормального геосинклинального развития земной коры /6/.

В данной работе не рассматриваются структуры платформенные, однако, без ясного представления о некоторых из них могут возникнуть недоразумения и в вопросе о геосинклинальных структурах. Таковы краевые прогибы и зоны платформенных складок, подобные Ангаро-Ленской и Предтаймырской.

К р а е в ы е п р о г и б ы, довольно полно описанные в работах А.А. Богданова /12/, Ю.М. Пущаровского /91, 93/, Н.С. Шатского /120/ и других геологов, в свете геофизических данных представляются очень разнородными. Одни из них (обычно так называемые "поперечные прогибы") по своим физическим характеристикам могут быть отнесены к мио- и брахигеосинклиналям, другие ("продольные прогибы") в части своей, прилегающей к геосинклиналям,- к миогеосинклиналям, а в части, примыкающей к платформе - к платформенным краевым прогибам в полном смысле слова.

Таким образом, краевые прогибы этого второго типа (например, Предуральский), как и предполагал А.А. Богданов, гетерогенны и, очевидно, разделены глубинными разломами. Разломы, отделяющие платформенную часть краевых прогибов от геосинклинальной обычно четко выражены в физических полях. Нами на долю краевых проги - бов оставлялась лишь их платформенная часть /107/. Именно с такой точки зрения краевые прогибы и могут рассматриваться как структуры платформ. С позиций классических представлений, для развития которых особенно много сделал Ю.М. Пущаревский, каждый передовой прогиб является единым, хотя и разнородно построенным в разных своих частях структурным элементом, зарождение и развитие которого тесно связано с орогенной стадией развития геосинклинальной системы. Он может перекрывать структуры других типов, в том числе перикратонные опускания и не испытавшие инверсии миогеосинклинальные прогибы. В таком случае краевой прогиб представляется структурой брахигеосинклинальной и разделение на эпиплатформенную и геосинклинальную части относится не к самому прогибу, а к его фундаменту.

З о н ы п л а т ф о р м е н н ы х с к л а д о к по морфологии близки к мио- и брахигеосинклиналям, однако, они отличаются от последних малыми градиентами мощностей и тем, что до наступления тектонических деформаций эти зоны представляли собой типичные платформенные бассейны, в которых накапливались выдержанные по мощности и фациям осадки. Магматизм в них также платформенный-трапповый. Встречаются согласные небольшие щелочные интрузии типа лакколитов. Думается, что платформенные складки в зонах типа Ангаро-Ленской и Предтаймырской по своему генезису родственны складкам миогеосинклиналей. Не исключено, что они являются предвестниками будущих геосинклинальных условий в таких зонах.

В заключение упомянем о так называемых "геоблоках" (I, 45 и др.). Это, в сущности, участки древних платформ, возникшие в результате раздробления последних ещё до рифея /108/ и в дальнейшем вновь "спаянные" в одну платформу. В свое время они, очевидно, играли роль срединных массивов.

З А К Л Ю Ч Е Н И Е

В общем, основные геосинклинальные структуры, исключая разрывные нарушения и "орогеосинклинальные" образования, положение которых в ряду тектонических структур недостаточно ясно, при последовательном применении структурно-формационного анализа могут быть сведены к четырем указанным выше типам и ряду подтипов, а именно: к структурам эвгеосинклинальным (с тремя подтипами), мезогеосинклинальным, миогеосинклинальным и брахигеосинклинальным. Комбинации их в пространстве, эволюция во времени, зависимость новообразованных структур от предшествующих создают наблюдаемое их многообразие. Структурные элементы хотя и находятся в закономерных связях друг с другом во времени и в пространстве, вследствие общего характера и неуниверсальности таких связей могут образовывать самые различные сочетания, существенно отклоняясь от надлежащего им по известным схемам "/96, 109, 142 и др./ расположения в геосинклинали или геосинклинальной системе.

Принятый нами подход к выделению геосинклинальных структурных элементов обуславливает известную узость, неполноту и формальный характер системы этих элементов, поскольку в один и тот же тип хотя и редко, но могли попасть разного генезиса конвергентные структурно-формационные комплексы. Особенно большой произвол может быть допущен в отношении таких структур, как краевые прогибы, характеризующие определенный этап в развитии ортогеосинклиналей. Это несомненный недостаток предлагаемой систематики структур. Но он является вынужденным, поскольку с помощью геофизических методов возможно измерять свойства материальных тел, а не столь сложную и не осязаемую физически категорию, как генезис. В то же время выделение структур по комплексу материальных признаков, притом для сравнительно узких и достаточно обособленных по формационным, структурным, динамическим особенностям этапов в развитии земной коры, обеспечивает устойчивость решения задачи, живучесть структурных подразделений, сохранность информации об основных чертах слагающих их толщ. В случае многоярусной структуры представляется возможным отразить тип структуры той или иной тектонической зоны в каждом

из ярусов. Это особенно важно, поскольку чаще всего разногласия возникают из-за того, по какому ярусу определять "возраст складчатости". Если же возраст дислокаций будет указан для каждого структурно-формационного комплекса, то, естественно, исчезнет и почва для многих противоречивых толкований.

Конечно, некоторые затруднения нельзя преодолеть и с помощью такого дифференцированного подхода к анализу тектонической структуры какой был предложен А.В. Пейве и В.М. Синицыным, А.А. Богдановым и развивается в данной работе. Одним из таких затруднений является выявление и оконтуривание участков тектонических зон, на которых соответствующие структурно-формационные комплексы отсутствуют. Таковы некогда поднятые участки глыб и геоантиклинальные поднятия ("интрагеоантиклинали"). В них вследствие перерывов в осадконакоплении и длительной денудации часто вскрываются глубоко метаморфизованные древние толщи. Несмотря на это геоантиклинальные поднятия по характеру и времени тектонических движений, по проявлению в них интрузивного магматизма и рудообразования остаются элементами данной геосинклинали, а не той древней, отложения которой вскрываются в их ядрах. В случаях, когда такое геоантиклинальное поднятие отделено от платформы или соседней складчатой зоны геосинклинальным прогибом, принадлежность его к геосинклинали легко выявляется и не подвергается сомнению. Но когда оно граничит с ними непосредственно, отношение его к геосинклинали далеко не очевидно и такое поднятие, как правило, исключается из состава последней. Изначальное отсутствие соответствующих отложений или последующее частичное или полное уничтожение их денудацией приводят к тому, что границы фациальных зон и тем более контуры современного распространения различных стратиграфических комплексов иногда не совпадают с границами тектонических зон (рис. 2). В этом случае, довольно часто встречающемся в областях нелинейных структурных форм, попытки оконтуривания тектонических зон по распространению тех или иных образований приводят к построению схем, с которыми не вяжутся ни размещение интрузивных пород определенного химизма и возраста, ни металлогенические особенности района.

Исходя из предположения, что всякий важный этап в жизни геосинклинали запечатлевается не только в накоплении отложений определенного яруса, но и в глубинном строении земной коры, можно ожидать, что выделение и оконтуривание тектонических зон по геофизическим данным является более объективным и надежным.

Р и с. 2. Схема соотношения структурно-генетических элементов и фациальных зон. (Фациальные зоны отмечены различной штриховкой над разрезом). ГС – геосинклинальные прогибы, ГА – геоантиклинальные поднятия, Щ – щиты. ПЛ – плиты.

Разнообразие и неустойчивость тектонических представлений общеизвестны. Как правило, это относят за счет недостаточной изученности как объектов исследования – тектонических форм земной коры, так и, особенно, факторов, их создающих и изменяющих. Такая точка зрения верна по отношению к глубоко метаморфизованным древним комплексам и почти ко всем более молодым образованиям, когда речь идет о генетических тектонических классификациях. Но она вряд ли верно характеризует причины величайшего разнобоя в статических классификациях геосинклинальных структур неогея, общие черты которых почти повсеместно изучены достаточно хорошо. Думается, что разнообразие представлений геологов практически по всем основным вопросам тектоники и ещё больший разнобой в практическом приложении этих представлений к решению геологических задач и, в частности, задач тектонического районирования, а также специфические особенности многих тектонических материалов, проистекающие из-за непоследовательности в применении принятых принципов, нечеткости самих этих принципов, игнорирования геофизических данных и т.д. являются следствием неразработанности методологии тектонических исследований при полном обычно отрыве от общей методологии познания. Необычайная сложность объекта исследования, его многогранность, обилие и разносторонность связей как внутри одного объекта, так и между соизмеримыми объектами открывают широкие возможности к произвольному выбору каких-то подчас даже несущественных признаков в

качестве классификационных, особенно если этот выбор производится без каких-либо четких методологических установок. Задача, по-видимому, состоит в том, чтобы выявить г л а в н ы й признак (или признаки). Для этого должны быть ясно очерчены все используемые для классификации геосинклинальных структур признаки и установлена их соподчиненность. Критерии выбора и оценки значимости признаков также могут предлагаться весьма различные. И чтобы избежать в этом также неоднозначности, представляется необходимым придерживаться некоторых общих положений диалектики. По-видимому, признаки должны отражать смену качества, связанного с какими-то количественными изменениями, изменения в характере земной коры и особенно те из них, которые обнаруживают противоположные тенденции в характере движений. Например, одним из таких признаков является специфика ряда формаций, тектоническая структура которых и смена одних другими происходит обычно по достижении каких-то пределов мощности слагающих их образований. Смена формационно-структурных комплексов коррелируется по времени со сменой преобладающих нисходящих движений восходящими и т.д.

Как указывает В.И. Ленин /54/, раздвоение единого и познание противоречивых частей его есть суть диалектики. Этому требованию соответствует дифференциальный подход к анализу тектонической структуры земной коры, положенный в основу классификации геосинклинальных структур А.В. Пейве и В.М. Синицыным /86/, А.А. Богдановым /16/ и другими геологами. При этом подходе производится разделение неоднотипных частей стратисферы (структурных этажей) и анализ структуры каждой из них в отдельности без дробления отдельных единых структурных элементов нижних этажей на куски, отвечающие по площадным размерам элементам верхнего структурного этажа.

Интегральный же подход, рассматривая каждую тектоническую зону как нечто единое целое, наследуемое от этапа к этапу, затушевывает противоречивость её разновременных частей и приводит к разъединению непротиворечивых частей единых элементов в нижних структурных этажах.

Многие дискуссии в тектонике являются следствием стремления к своеобразной унификации структурно-генетических и структурных элементов и их свойств, независимо от условий места и

времени. Так, геологи, работавшие преимущественно в миогеосинклинальных, брахигеосинклинальных зонах и районах платформ и краевых прогибов, упорно отстаивали, а некоторые отстаивают и сейчас идею унаследованности геосинклинальных структур и отрицают частную инверсию их. Геологи, исследовавшие преимущественно эвгеосинклинальные структуры, напротив, подвергают сомнению явление унаследованности. Дифференциальный подход к анализу структуры показывает, что правы и те и другие, но только по отношению к определенному типу структур. Спор, по существу, является следствием нарушения закона диалектического материализма, предписывающего рассматривать явления в их взаимосвязи и взаимозависимости, в том числе и в зависимости от конкретных условий. Нарушение это опять-таки обусловлено интегральным подходом к анализу тектоники.

Таким образом, дифференциальный подход к изучению вопросов тектоники представляется более приемлемым и с позиций материалистической диалектики. Не случайно поэтому он в той или иной форме проявляется у многих исследователей.

ЛИТЕРАТУРА

I. Андреев Б.А. Основные структурные элементы фундамента восточных районов СССР.- Докл. АН СССР, 1966, т. 170, № 2.

2. Архангельский А.Д. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. Изд-во АН СССР, 1937.

3. Белостоцкий И.И. Структура и история геологического развития в девонское время.- Докл. сов. геологов XXI сессии МГК, "Каледонская орогения", 1960.

4. Белоусов В.В. Очередные проблемы общей геотектоники.- Сов. геол., сб. 41, 1954.

5. Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, М., 1954 и изд.2-е, М., 1962.

6. Белоусов В.В., Рудич Е.М. О месте островных дуг в истории развития структуры Земли.- Сов. геол., 1960, № 10.

7. Беляевский Н.А. и др. Соотношение между структурами земной коры по сейсмическим данным и анализ природы гравитационного и магнитного полей на территории СССР.- Тезисы "Симпозиума по проблеме связи поверхностных структур земной коры с глубинными". Изд-во "Наукова думка", Киев, 1968.

8. Беляевский Н.А., Петрушевский Б.А. Основные проблемы геологии зоны сочленения Азиатского материка и Тихого океана. - Сб. "Тектоника Советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий". "Наука", М., 1968.

9. Белянкина М.Н., Долгинов Е.А., Казаков Г.А. Осадочные серия рифейских геосинклинальных разрезов и проблема байкальского цикла.- "Геотектоника", 1968, № 3.

10. Билибин Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.

11. Богданов А.А. Тектоника западной части Центрального Казахстана.- Сов. геол., сб. 41, 1954.

12. Богданов А.А. Некоторые замечания о краевых прогибах.- Вестн. Моск. Гос. ун-та, 1955, № 8.

13. Богданов А.А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.- Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, т. 34, № 1.

14. Богданов А.А. Основные закономерности развития палеозойской складчатости на территории СССР.- "Каледонская орогения". Докл. сов. геологов XXI сессии МГК, 1960.

15. Богданов А.А. Тектоническая карта СССР, м-б 1:10000000, М., 1961.

16. Богданов А.А. Тектоническое районирование палеозоя Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Бюлл. МОИП, отд., геол., 1965, т. 40, № 5-6.

17. Богданов А.А. Тектоническая история СССР и сопредельных стран.- Вестн. Моск. ун-та, серия IУ, геология, 1968, № 1.

18. Богданов А.А. и др. Тектоническое районирование палеозойского массива Центрального Казахстана.- Вестн. Моск. ун-та, сер. IУ, геология. 1963, № 5.

19. Богданов А.А., Муратов М.В., Хаин В.Е. Об основных структурных элементах земной коры.- Бюлл. МОИП, отд. геол., 1963, т. 38, № 3.

20. Богданов А.А., Хаин В.Е. Ассинтская (байкальская) эра тектогенеза и её значение в истории Земли в свете новых данных. В кн. Г.Штилле: "Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли". Изд-во "Мир", М., 1968.

21. Богданов Н.А. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца.- "Геотектоника", 1969, № 3.

22. Борсук Б.И. Основные черты структурного плана Центрального Казахстана.- Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. I9.I956.

23. Борсук Б.И. Значение каледонской орогении в формировании геологических структур Центрального и Южного Казахстана.- Сб. "Основные идеи Н.Г. Кассина в геологии Казахстана". Изд-во АН Каз. ССР, Алма-Ата, I960.

24. Булгатов А.Н., Красильников Б.Н. Орогенные системы юга Сибири.- Геол. и геофиз., I968, № 8.

25. Васильковский Н.П. Учение о геосинклиналях в свете современной геологии.- Тр. СНИИГГиМС, вып. I3, I960.

26. Гамалея Ю.Н. Об абсолютном возрасте гранитоидов Улканского плутона.- Изв. АН СССР, сер., геол., I968, № 2.

27. Гамалея Ю.Н., Формационный анализ и история развития юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии.- "Геотектоника", I968, № 6.

28. Гамалея Ю.Н. и др. О древнейших образованиях чехла юго-востока Сибирской платформы.- Сов. геол., I969, № 4.

29. Горжевский Д.И., Иванкин П.Ф. Геотектоническая позиция Рудного Алтая и Калбы по геолого-геофизическим данным.- Изв. АН СССР, сер. геол., I960. № 4.

30. Долгинов Е.А. Типы орогенных комплексов и формаций областей завершенной докембрийской складчатости.- Бюлл. МОИП, отдел геол., I969, № 2.

3I. Драновский Я.А. Современные геосинклинали Тихоокеанского бассейна.- "Геотектоника", I967, № I.

32. Зайцев Н.С. Особенности развития каледонид Сибири в среднем и верхнем палеозое.- Сб. "Проблемы региональной тектоники Евразии". Тр. ГИН, вып. 92, Изд-во АН СССР, I963.

33. Зоненшайн Л.П. Тектоника Западного Саяна. Госгеолтехиздат, М., I963.

34. Зоненшайн Л.П. Тектоника складчатых поясов Центральной Азии (к закономерностям строения геосинклинальных областей).- "Геотектоника", I967, № 6.

35. Зоненшайн Л.П. О миогеосинклиналях.- "Геотектоника", I969, № 4.

36. Ициксон М.И. и др. Основные черты металлогении северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса.- Ж."Геология рудных месторождений", I960, № I.

37. Кассин Н.Г. Очерк тектоники Казахстана.- Пробл. сов. геол., 1934, т. 2, № 6.

38. Комаров Ю.В., Хренов П.М. О типе развития мезозойских континентальных структур Восточной Азии.- Сб. "Складчатые области Евразии". "Наука", М., 1964.

39. Корешков И.В. Области сводового поднятия и особенности их развития. Госгеолтехиздат,М., 1960.

40. Косыгин Ю.А. Типы основных структурных элементов земной коры в позднем докембрии.- Геол. и геофиз., 1961, № 1.

41. Косыгин Ю.А., Лучицкий И.В. Об основных системах и типах тектонических структур мезозойско-кайнозойского континента Азии. "Тектоника Сибири", т. 1, изд-во СО АН СССР, 1961.

42. Косыгин Ю.А. и Лучицкий И.В. Структуры ограничения Сибирской платформы.- Сб. "Тектоника Сибири", т. 2, Изд-во СО АН СССР, 1963.

43. Красильников Б.Н. О соотношении геосинклинального и орогенного развития Саяно-Алтайской складчатой области.- Геол.и геофиз., 1961, № 9.

44. Красный Л.И. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области.- Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 37,Л., 1960.

45. Красный Л.И. Геоблоки.-"Геотектоника", 1967, №5.

46. Кузнецов В.А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области.- Сб. "Вопросы геологии Азии", т. 1, М., 1954.

47. Кузнецов В.А. Алтае-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении полициклических складчатых областей.- Сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых." т. УП, "Наука", М., 1967.

48. Кузнецов В.А. и др. Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. "Наука", Сиб. отд., Новосибирск, 1966.

49. Кузнецов И.Г. Колебательные движения земной коры и их роль в структуре Кавказа.- Пробл. сов. геол., 1933, № 7.

50. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций."Недра", М., 1964.

51. Кузнецов Ю.А., Яншин А.Л. Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма.- Сб. "Проблемы связи тектоники и магматизма", "Наука", М., 1969.

52. Кухтиков М.М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алтая в палеозое. Автореф. докт. диссерт., Л., 1966.

53. Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. ИЛ., М., 1955.

54. Ленин В.И. Философские тетради.- Полное собрание соч., т. 29. Госполитиздат, М., 1963.

55. Леонов Г.П. Историко-геологические типы развития геосинклиналей.- Сб. "Строение и развитие земной коры". Изд-во "Наука", М., 1964.

56. Мазарович О.А. Формации варисцийского комплекса кале - донид Центрального Казахстана (Тенизская и Джезказганская впадины и Сарысу-Тенизский водораздел).- Вестн. Моск. ун-та., геология, 1967, № 5.

57. Масайтис В.Л., Старицкий Ю.Г. Об особом типе структур Восточной Азии.- Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 85, Л., 1963.

58. Мелещенко В.С. и др. Основные черты тектоники Саяно - Алтайской складчатой области.- Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 32, Л., 1960.

59. Мирчинк Г.Ф. Основные закономерности развития земного лика.- Бюлл. МОИП, отд. геол., 1940, т. 18, № 3-4.

60. Михайлов А.Е. Тектоника среднего и верхнего палеозоя западной части Центрального Казахстана. Изд-во "Наука", М., 1969.

61. Моисеенко Ф.С. Схема тектоники Центрального Казахстана в свете гравиметрических данных.- Уч. Зап. Лен. ун-та, № 227, 1957.

62. Моисеенко Ф.С. Строение и развитие земной коры южного горного обрамления Сибири. "Наука", Сибирское отделение, 1969.

63. Моссаковский А.А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. Госгеолтехиздат, М., 1963.

64. Моссаковский А.А. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей.- "Геотектоника", 1965, № 2.

65. Моссаковский А.А. Орогенный этап развития геосинклинальных областей и некоторые проблемы субсеквентного магматизма. Сб. "Проблемы связи тектоники и магматизма" , "Наука", М., 1969.

66. Муратов М.В. Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран.- Тектоника СССР, т. 2, М.-Л., 1949.

67. Муратов М.В. Типы геосинклинальных прогибов в альпийской области, их взаимоотношения и историческое значение.- Сб. "Проблемы региональной тектоники Евразии". Тр. ГИН, вып. 92, Изд-во АН СССР, 1963.

68. Муратов М.В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных областей.- Изв. АН СССР, сер. геол., 1963,№ 6.

69. Муратов М.В. Этапы и стадии развития геосинклинальных складчатых областей.- Сб. "Деформация пород и тектеника".-Докл. сов. геологов XXП сессии МГК. "Наука", М., 1964.

70. Муратов М.В. Роль магматизма в ходе развития геосинклинальных систем.- Сб. "Проблемы связи тектоники и магматизма", "Наука", М., 1969.

71. Муратов М.В., Цейслер В.М. Осадочные и вулканогенные формации складчатых геосинклинальных поясов.- Бюлл. МОИП, отдел геол., 1968, № 5.

72. Нагибина М.С. Формации и тектоника мезозойских прогибов Монголо-Охотского пояса.- "Тектоника Сибири", т. I, Изд-во СО АН СССР. 1962.

73. Нагибина М.С. Впадины и прогибы восточно-азиатской группы и их положение в систематике тектонических форм.- Сб. "Проблемы региональной тектоники". Тр. ГИН, вып. 92. Изд-во АН СССР. 1963.

74. Нагибина М.С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией.- "Геотектоника", 1967, № 4.

75. Нехорошев В.П. Геология Алтая, Госгеолтехиздат, 1958.

76. Нехорошев В.П. Тектоника Алтая.- Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. т. 139, "Недра", М., 1966.

77. Николаев В.А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры.- Изв. АН СССР, сер. геол., 1953 , № 2.

78. Николаев Н.И. Некоторые вопросы учения о геосинклиналях. Сов. геол., сб. 41, 1954.

79. Обуэн Ж. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. "Мир", 1967.

80. Павловский Е.В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры.- Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 5.

81. Павловский Е.В. О специфике стиля развития земной коры в раннем докембрии.- Сб. "Геол. и петрология докембрия".Тр.Вост. -Сиб. геол. ин-та, сер. геол., вып. 5, изд-во АН СССР, 1962.

82. Павловский Е.В., Марков М.С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры).- Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 93, 1963.

83. Падалка Г.Л. Структурное районирование и некоторые вопросы металлогении забайкальской части Восточной Сибири.- Тр. Бурятского комплексного научно-исслед. ин-та, вып. 9, Улан-Удэ, 1962.

84. Пейве А.В. Типы и развитие палеозойских структур Урало-Тяньшанской геосинклинальной области.- Изв. АН СССР, сер. геол. 1948, № 6.

85. Пейве А.В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов.- Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 1.

86. Пейве А.В., Синицын В.М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.- Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 4.

87. Петрушевский Б.А. О природе Азиатского горного пояса.- "Вопр. литологии и стратиграфии СССР", Сб. памяти акад. А.Д.Архангельского. Изд-во АН СССР, 1951.

88. Полканов А.А. Проблема происхождения гранитов платформенных областей и граниты эпохи хогландия-иотния южной части Балтийского щита.- Тр. лабор. геол., докембрия, вып. 5, 1955.

89. Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б. Тепловой поток на континентах. - Докл. АН СССР, 1966, т. 168, № 1.

90. Попов В.И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Изд. комитета наук Уз. ССР, Ташкент, 1938.

91. Пущаровский Ю.М. Особенности тектонического строения и развития краевых прогибов.- Докл. сов. геологов XXI сессии МГК, 1960.

92. Пущаровский Ю.М. Тихоокеанский тектонический пояс земной коры.- Сб. "Тектоника Советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий". "Наука", М., 1968.

93. Пущаровский Ю.М. Резонансно-тектонические структуры. - "Геотектоника", 1969, № 1.

94. Синицын Н.М. Тектоника горного обрамления Ферганы.Изд-во Лен. ун-та, 1960.

95. Смирнов В.И. Очерки металлогении. Госгеолтехиздат,1963.

96. Смирнов В.И. Проблемы эндогенной металлогении. Изд-во "Наука", 1965.

97. Смирнов Я.Б. Тепловой поток на дне акваторий.- Докл.АН СССР. 1966, т. 168, № 2.

98. Спижарский Т.Н. О некоторых дискуссионных вопросах тектоники, возникших при составлении тектонической карты Советского Союза м-ба 1:2500000.- Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 143.Л,1967.

99. Спижарский Т.Н. Методика тектонического районирования.- Кн. "Геологическое строение СССР", т. П, "Наука", М., 1968.

100. Суворов А.И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов.- Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 179. "Наука", 1968.

101. Тектоника Евразии. "Наука", М., 1966.

102. Тектоника Европы.-Объяснит. зап. к междунар. тектонич. карте Европы м-ба 1:2500000. Ред. А.А. Богданов и др. "Наука".- "Недра", М., 1964.

103. Тектоническая карта СССР м-ба 1:2500000. Глав. ред. Т.Н. Спижарский. Изд-во ГУГК Министерства геологии СССР, 1966.

104. Трюмпи Р. Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп.- Сб. "Тектоника Альпийской области", "мир", 1965.

105. Унксов В.А. Алтае-Саянская складчатая область.- Кн. "Геологическое строение СССР", т. 3, Госгеолтехиздат, М.,1958.

106. Фомичев В.Д. Общая схема тектоники Западной Сибири и Восточного Казахстана.- Докл. АН СССР, 1948, т. 54, № 4.

107. Фотиади Э.Э., Моисеенко Ф.С. Крупные черты тектонической структуры Сибири и Дальнего Востока в свете геологических и геофизических данных.- Геол. и геофиз., 1964, № 12.

108. Фотиади Э.Э. и Моисеенко Ф.С. Крупные черты тектонического строения Сибири и Дальнего Востока в свете геологических и геофизических данных. "Геол. результаты геофиз. исслед.в Сибири и на Дальнем Востоке СССР". Изд-во СО АН СССР, 1967.

109. Хаин В.Е. Общая геотектоника. "Недра", М., 1964.

110. Хаин В.Е. Направленность, цикличность и неравномерность развития земной коры.- Сб. "Строение и развитие земной коры". Изд-во "Наука", М., 1964.

111. Хаин В.Е. Возрожденные (эпиплатформенные) орогенические пояса и их тектоническая природа.- Сов. геол., 1965, № 7.

II2. Хаин В.Е. Метаморфическая регенерация областей повторного орогенеза и проблема новообразования океанических впадин.- "Геотектоника", I969, № 3.

II3. Хаин В.Е., Шейнманн Ю.М. Сто лет учения о геосинклиналях.- Сов. геол., I960, № II.

II4. Харкевич Д.С., Москалева В.Н. Серии магматических формаций как основа классификации складчатых областей и платформ.- Сб. "Проблемы связи тектоники и магматизма", "Наука", М.,I969.

II5. Херасков Н.П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. Изд-во АН СССР, М., I963.

II6. Херасков Н.П. О качественных различиях геосинклинальных систем разного возраста.- Докл. сов. геологов XXП сессии МГК, проблема 4, "Наука", I964.

II7. Хренов И.М. и др. О вулкано-плутонических поясах юга Восточной Сибири.- Докл. АН СССР, I965, т. I60, № 6.

II8. Хренов П.М., Комаров Ю.В. О положении вулканических поясов в структуре Восточной Азии.- Сб. "Тектоника Советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий. "Наука", М., I968.

II9. Хуан Цзи-цин.Основные черты тектонического строения Китая.- Сов. геол., I96I, № 9.

I20. Шатский Н.С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями.- Изв. АН СССР, сер. геол., I947, № 5.

I2I. Шатский Н.С. и др. Тектоническая карта СССР, м-ба I:4000000. Изд-во ГУГК, I953.

I22. Шатский Н.С. и др. Тектоническая карта СССР, м-ба I:5000000. Госгеолтехиздат, I956.

I23. Шатский Н.С. Избранные труды, т. I-4, "Наука", М., I963-I965.

I24. Шейнманн Ю.М. О связях между типами магм и тектоникой.- Сов. геол., I964, № 2.

I25. Шейнманн Ю.М. Некоторые черты связей магмы и тектоники.- "Геотектоника", I967, № 5.

I26. Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. "Недра",М., I968.

I27. Шлыгин Е.Д. Тектоническое строение Казахстана.-Тезисы докл. совещ. по проблемам тектоники. М., I962.

I28. Шталь Н.В. Мезозойский и кайнозойский магматизм Забайкалья.- "Геол. строение СССР", т. 2, I958.

129. Штилле Г. Избранные труды . "Мир", М., 1964.

130. Штрейс Н.А., Макарычев Г.И. О соотношениях между магматизмом и структурами геосинклинальных систем.- Сб. "Проблемы связи тектоники и магматизма", "Наука", М., 1969.

131. Щеглов А.Д. Основные черты металлогении зон автоном - ной активизации.- Сб. "Закономерности размещ., полезн. ископ.", т. УШ, Изд-во "Наука", М., 1967.

132. Щеглов А.П. Опыт генетической классификации прогибов как основы тектонического районирования центральной части Алтае-Саянской области.- Тр. СНИИГГиМС, сер. "Региональная геология", вып. 57, Новосибирск, 1967.

133. Щерба Г.Н. Глубинные подвижные зоны Центрального Казахстана.- Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., вып. 20, 1955.

134. Яговкин В.И. Основные черты складчатой области Восточного Казахстана.- Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., том. III, Л., 1964.

135. Яншин А.Л. Основные черты тектонического строения и развития Евразии.- Тезисы докл. совещ. по пробл. тектоники.М., 1962.

136. Яншин А.Л. Проблемы срединных массивов.- Бюлл. МОИП, отд. геол., 1965, т. 40, вып. 5.

137. Abendanon E.C. Die Grossfalten der Erdrinde. Leiden, 1914.

138. Bubnoff S.v. Die Gliederung der Erdrinde. Berlin,1923.

139. Bubnoff S.v. Tektonische Fazies und Bewegungs-differentiation.- "Geologica", 1952, N11.

140. Bubnoff S.V. Über die Småländer "Erdnaht"- Geol.Rundschau, 41 (Sonderband), 1953.

141. Chen-Kuo-da.Characteristics and nature of the Diva-region Compared with so-called "para-platform".- Acta Geologica sinica, 1960, v. 40, N2.

142. Kober L. Bau und Entstehung der Alpen. Borntraeger, Berlin, 1923.

143. Shuchert C. Sites and nature of the North-America geosynclines.- Bull. Geol. Soc. Amer. 1923, N 34.

144. Schwan W. Geologisches Auftreten und Entstehung der Kieselschief (Lydite).- "Geologica", 1952, N 11.

145. Stille H. Einführung in der Bau Amerikas. Borntträger, Berlin, 1941.

146. Ver Wiebe W.A. Geosyncline boundary faults.- Bull. Amer. Ass. Petr. Geol., 1936. v. 20, N 7.

147. Wells F. Ensimatic and ensialic geosinclines.-Geol. Soc. Amer. Bull. 1949. N 60.

СОДЕРЖАНИЕ

ЧАСТЬ I

стр.

Строение и состояние земной коры . . . . . .

Моисеенко Ф.С., Есиков Н.П.
Глубинное строение Кузнецко-Салаирского сектора Алтае-Саянской области 9

Есиков Н.П., Моисеенко Ф.С.
Глубинное строение Бийско-Барнаульской впадины и Кулунды по геолого-геофизическим данным 57

Моисеенко Ф.С.
Диоритовый слой земной коры 71

Моисеенко Ф.С.
Соотношение геолого-геофизических или сейсмических данных и некоторые вопросы методики комплексного изучения глубинного строения земной коры складчатых областей 103

Есиков Н.П.
К вопросу о связи глубинного строения земной коры с неотектоническими структурами в северо-западной части Алтае-Саянской области 130

Ладынин А.В.
Вертикальные неотектонические движения и изостазия некоторых районов юга Сибири 138

Ладынин А.В.
К методике вычисления и интерпретации изостатических аномалий Грааф-Хантера 157

Моисеенко Ф.С.
Геосинклинальные структуры земной коры (вопросы классификации) 180

УДК 551.241+550 (571.1)

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КУЗНЕЦКО-САЯНСКОГО СЕКТОРА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ. М о и с е е н к о Ф.С., Е с и к о в Н.П. Сб. "Земная кора складчатых областей юга Сибири", вып. 2. Ротапринт Ин-та геол. и геофиз., СО АН СССР, 1970. стр. 9.

Геолого-геофизическими работами по ряду профилей в западной и восточной частях Западного Саяна и Тувы, выявляется обычный для Кузнецко-Саянского сектора Алтае-Саянской области разрез земной коры с мощным базальтовым слоем (30-40 км) и маломощной надбазальтовой её частью (4-14 км), с прерывистым распространением гранитного слоя и, как правило, вулканогенно-осадочным слоем. Лишь в пределах Западно-Саянской тектонической зоны мощность надбазальтовой части коры достигает на западе 27 км, а базальтового слоя - уменьшается до 20 км. Общая мощность земной коры нарастает с севера на юг примерно от 38 до 48 км.

В строении коры находят отражение как геосинклинальные, так и неоген-четвертичные структуры. В одних случаях структурные элементы определенного порядка связаны с особенностями того же порядка в одном слое, в других - с неравномерностью распределения масс в нескольких слоях.

Выполненные работы в новом свете ставят проблему границы Западно-Саянской тектонической зоны с Минусинской и дают сведения о глубинном строении некоторых крупных разломов.

Илл. 9, Библ. 42 назв.

УДК 551.241+550 (571.1)

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ БИЙСКО-БАРНАУЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ И КУЛУНДЫ ПО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ. Е с и к о в Н.П., М о и с е е н к о Ф.С. Сб. "Земная кора складчатых областей юга Сибири", вып. 2. Ротапринт Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1970, стр. 57.

Работа показала перспективность геолого-геофизического исследования глубинного строения земной коры в районах с хорошо развитым платформенным чехлом. По особенностям строения коры

Бийско-Барнаульская впадина и Кулунда близки к средней части Алтае-Саянской области. Для них характерна малая мощность надбазальтовой части коры и большая - базальтового слоя, слабая дифференциация слоев по мощности. План распределения масс в базальтовом слое и надбазальтовой части коры различен, что может рассматриваться как свидетельство о различии планов тектонического строения региона на разных этапах его геологической истории. По особенностям глубинного строения здесь выделяются две зоны: Барнаульская (северо-восточная) и Кулундинско-Алтайская (юго-западная), возникшие, видимо, в верхнем палеозое.

Илл. 4, Библ. 22 назв.

УДК 551.14.

ДИОРИТОВЫЙ СЛОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ. М о и с е е н к о Ф.С. Сб. "Земная кора складчатых областей юга Сибири". вып. 2. Ротапринт Инта геол. и геофиз. СО АН СССР, 1970, стр. 71.

При надлежащей детальности сейсмических и комплексных геолого-геофизических исследований в земной коре, кроме "гранитного" и "базальтового" слоев классической модели, во многих случаях выделяется слой с промежуточными физическими характеристиками, обычно рассматриваемый в качестве составной части гранитного или базальтового слоев. Подобно другим слоям земной коры, он прерывист и изменчив по своим физическим свойствам. Средний химический состав слоя, судя по его скоростным характеристикам, плотности и составу горных пород в местах выхода его на земную поверхность, близок к составу пород группы диорита, поэтому он условно назван "диоритовым". Петрографический состав диоритового слоя разнообразен и, видимо, существенно изменяется от района к району. В одних случаях в нем, вероятно, преобладают интрузивные породы от гранодиоритов до габбро-диоритов, в других - метаморфические: от зеленых сланцев до дистеновых гнейсов.

По отношению ко многим геологическим явлениям диоритовый слой выступает как особый элемент земной коры. Выделение его, как и вообще более дробное расчленение земной коры, необходимо для решения многих теоретических и практических вопросов геологии.

Библ. 104 назв.

УДК 550.831+550.834(571)(574)

СООТНОШЕНИЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ КОМПЛЕКСНОГО ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ. М о и с е е н к о Ф.С. Сб. "Земная кора складчатых областей юга Сибири", вып. 2. Ротапринт Ин-та геол. и геофиз., СО АН СССР, 1970. Стр. 103.

Сопоставление геолого-геофизических построений с данными глубинного сейсмического зондирования убеждает в удовлетворительном качестве этих построений. Надежную, разностороннюю, равномерную, лишенную грубого схематизма характеристику глубинной структуры земной коры на всех уровнях может обеспечить лишь решение задачи комплексом методов. Например, геолого-геофизический метод обладает достаточно высокой разрешающей способностью до глубин залегания кровли базальтового слоя. Глубинное сейсмозондирование в тех же условиях детально и надежно отражает кровлю базальтового слоя и нижележащие поверхности раздела. Учет этих особенностей методов позволит существенно повысить эффективность комплексных исследований глубинного строения коры и снизить затраты на них.

Табл. 1. Илл. 6. Библ. 41 назв.

УДК 551.241+550(571.1)

К ВОПРОСУ О СВЯЗИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ С НЕОТЕКТОНИЧЕСКИМИ СТРУКТУРАМИ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ. Е с и к о в Н.П. Сб. "Земная кора складчатых областей юга Сибири", вып. 2. Ротапринт Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1970, стр. 130.

Приводится схематическая карта рельефа кровли "базальтового" слоя, составленная по гравиметрическим материалам, и проводится качественный анализ соотношений между структурами этого рельефа и неотектоническими структурами данного района, а также рассматривается плановое расположение эпицентров наиболее сильных землетрясений относительно структур рельефа кровли слоя.

В рельефе кровли "базальтового" слоя выделены Каменский, Салаирский, Кузнецко-Алатауский, Западно-Саянский и Горно-Алтайский прогибы и Славгородское, Рубцовско-Барнаульское, Кузнецко-Турочакское и Хакасское поднятия.

Выявлено, что неотектонические поднятия и впадины отражаются, соответственно, в прогибах и поднятиях кровли слоя, чем подтверждается многоярусность изостатической компенсации.

В наиболее мобильных в настоящее время частях региона кровля слоя опущена ниже, чем в более спокойных. Эпицентры наиболее сильных землетрясений располагаются, как правило, либо на стыке положительных и отрицательных структур рельефа кровли слоя, либо на их крыльях. Отмечается, что модальная глубина очагов землетрясений примерно совпадает с глубинной до кровли слоя.
Илл. I. Библ. IO назв.

УДК 55I.24I+550(57I).

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И ИЗОСТАЗИИ НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ ЮГА СИБИРИ. Л а д ы н и н А.В. Сб. "Земная кора складчатых областей юга Сибири". вып. 2, I970. Ротапринт Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. стр. I38.

На юге Сибири выделены три группы районов, различных по типу и степени нарушений равновесия и по характеру движений: I) Горный Алтай, Восточный Саян, Становое нагорье и большая часть Забайкалья характеризуются слабой локальной недокомпенсацией при определенной перегрузке в среднем и преобладанием устойчивых поднятий. 2) Кузнецко-Горношорский район, Тува, Байкальская зона отличаются резкой локальной недокомпенсацией при слабой в среднем недогрузке, в голоцене относительно стабильные или прогибающиеся. Предполагается в Байкальской зоне повышенная, а в Кузнецко-Горношорском районе пониженная скорость изостатического регулирования по сравнению с другими районами юга Сибири. 3) Муйская зона Байкальского рифта и юго-восточное Забайкалье характеризуются локальной перекомпенсацией, что связано со спецификой распределения аномальных масс относительно морфоструктур и мало зависит от характера движений, не имеющих больших отли-

чий от районов первой группы. Обсуждаются причины установленных связей. Интерпретация нарушений изостазии как следствия недав - них движений практически нигде не противоречит данным неотектоники. Данные по изостазии можно использовать в качестве одного из признаков при неотектоническом районировании и прогнозировании современных движений.
Табл. I, Илл. 2, Библ. 33 назв.

УДК 550.83I.

К МЕТОДИКЕ ВЫЧИСЛЕНИЯ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ИЗОСТАТИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ ГРААФ-ХАНТЕРА. Л а д ы н и н А.В. Сб. "Земная кора складчатых областей юга Сибири". вып. 2. Ротапринт Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, I970, стр. I57.

Рассматривается изостатическая модель, лежащая в основе редукции Грааф-Хантера. Обоснован выбор таких параметров осреднения рельефа (весовой функции и радиуса), при которых гравитационное влияние компенсации в пределах возможного ряда вариантов её распределения по глубине с достаточной точностью соответствует, в смысле формулы плоского слоя, влиянию осредненного рельефа в центре площади осреднения. Предпочтение отдано равновесо - вому осреднению в радиусе I.5-2.5 H (H - глубина центра тяжести масс компенсации). Методика интерпретации изостатических аномалий включает учет несовершенства принятой модели, разделение влияний геологических масс и нарушений изостазии, выяснение типа и степени последних. Показано, что при отсутствии корреляции геологических масс с рельефом влияния нарушений изостазии хорошо выделяется анализом корреляции аномалий с осредненным рельефом. Наличие корреляций плотностных неоднородностей с рельефом осложняет задачу: требуется комплексное изучение изостазии и глубинного строения, построение на основе комплекса геолого-геофизических данных моделей строения коры и анализ соответствую - щих им аномалий Буге и изостатических с целью выбора наиболее вероятной модели и решения на этой основе вопроса о существовании, типа и степени нарушений изостазии.
Табл. 3. Илл. 3. Библ. I4 назв.

УДК 551.24

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ.(вопросы классификации). М о и с е е н к о Ф.С. Сб. "Земная кора складчатых областей юга Сибири". вып. 2. Ротапринт Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1970. Стр, 180.

Геосинклинальные структуры при последовательном применении структурно-формационного анализа могут быть сведены к четырем типам и ряду подтипов, а именно: к структурам эвгеосинклинальным (с тремя подтипами), миогеосинклинальным и брахигеосинклинальным. Комбинации их в пространстве, эволюция во времени, зависимость новообразованных структур от предшествующих создают наблюдаемое их многообразие. Принятый ("дифференцированный" подход к выделению геосинклинальных структурных элементов обуславливает некоторую узость, неполноту и формальный характер их систематики, но он обеспечивает устойчивость решения задачи, живучесть структурных подразделений, сохранность информаций об основных чертах слагающих их толщ, облегчает и делает более объективным использование геофизических данных для решения вопросов тектоники, особенно в случае многоярусной структуры. Этот подход, применяемый в различных модификациях многими советскими геологами, наиболее отвечает требованиям материалистической диалектики.

Илл. 2. Библ. 147 назв.

Технический редактор Л.А. Панина

Подписано к печати 21.I-1971 г. МН03511
Бумага 60x84/16. Печ.л. 15. Уч.-изд. л. 14.25
Тираж 500. Заказ 80. Цена 1 руб. 5 к.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск,90. Ротапринт.