

ТЕКТОНО-
СФЕРА
УКРАИНЫ
И ДРУГИХ
РЕГИОНОВ
СССР



В сборнике рассматриваются вопросы строения тектоносферы континентов на основе комплексных геолого-геофизических исследований, выполненных в Институте геофизики им. С. И. Субботина АН УССР и других научных организациях Советского Союза. Освещается глубинное строение коры и мантии территории Украинской ССР, Центральной и Юго-Восточной Европы, Урала, Памира и Тянь-Шаня. Почти все представленные работы непосредственно связаны с проблемами тектоники и геодинамики. Большое внимание уделено вопросам структурообразования — от формирования разломов и гравитационной складчатости до становления таких крупных геоструктур, как геосинклинальные пояса, авлакогены, тектоноконцентры. Ряд работ посвящен строению астеносферы и связи происходящих в ней процессов с тектоническими движениями.

Рассчитан на геологов и геофизиков, занимающихся проблемами тектоники, глубинного строения и истории формирования земной коры.

Редакционная коллегия

В. В. Белоусов, В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов (ответственные редакторы), *О. Б. Гинтов, В. В. Гордиенко, В. Г. Гутерман, Л. И. Койфман* (ответственный секретарь), *С. С. Красовский* (зам. ответственного редактора), *З. А. Крутиховская, Р. И. Кутас, Ю. П. Оровецкий, В. А. Ружаницын, В. И. Хоменко*

Редакция информационной литературы

Т $\frac{20802-520}{M221(04)-80}$ БЗ-41-12-79 1904030000

© Издательство «Наукова думка», 1980

В. В. Белоусов

Институт физики Земли АН СССР, Москва

**КОМПЛЕКСНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ
И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ**

Центральной задачей наук о Земле является выяснение причин и механизма эндогенных процессов — тектонических, метаморфических, магматических. Для решения этой задачи, по-видимому, прежде всего следует узнать состав и строение слоев, в которых, судя по всему, сосредоточены источники этих процессов, т. е. нижней части коры и верхней мантии (по крайней мере, до подошвы астеносферы). Совокупность этих слоев образует то, что мы называем тектоносферой. Необходимо также знать, как изменяются состав и строение тектоносферы и как эти вещественные и структурные неоднородности связаны с поверхностными проявлениями эндогенных геологических процессов. Возможно, тектоносфера под платформой, зоной горообразования, рифтом, областью траппового вулканизма различна по составу и строению. Сравнительный анализ таких неоднородностей тектоносферы необходимо дополнить геохимическими данными о свойствах и преобразованиях минерального вещества при высоких температурах и давлениях.

Принципиальные пути решения этой задачи очевидны, однако методы, с помощью которых можно проникнуть в вещество и структуру глубоких слоев тектоносферы, взятые изолированно, недостаточны. Прямые геологические методы в этом случае применяются крайне ограниченно. Они сводятся главным образом к изучению состава вулканических выбросов, которые необходимо еще рассортировать по глубине образования, основываясь на геохимических экспериментальных данных, поскольку в выбросах включения с разных глубин смешаны. Геофизические методы, как известно, являются косвенными и каждый из них освещает лишь некоторые физические свойства глубинного вещества, что недостаточно для однозначного определения его состава.

Специалисты в области поисков и разведки полезных ископаемых давно поняли, что значительно более полное представление о составе и строении глубинных слоев можно получить, объединяя различные геофизические методы в применении к одним и тем же объектам. Освещая разные стороны свойств глубоких объектов, давая как бы своеобразную «голографическую» их картину, такая комплексная геофизическая разведка сильно уменьшает возможность разноречий и противоречий при интерпретации собранных данных.

Такое комплексирование методов, очевидно, необходимо и при решении задач «большой» науки о Земле. Геологические, геофизические и геохимические методы должны применяться совместно, чтобы глубинное вещество и глубинные условия получили более полное и разностороннее освещение.

Хотя эта идея стала очевидной давно, претворение ее в жизнь натолкнулось на большие трудности. Несколько десятилетий назад геология,

геофизика и геохимия представляли собой совершенно отдельные, разобщенные дисциплины. Геология была у геологов, геофизика — у физиков, геохимия — у химиков. Развивались эти дисциплины в разных научных организациях, почти не контактирующих между собой. Однако для того, чтобы изучать глубины Земли, следует не просто взять результаты, полученные разными методами, надо научиться геологу, геофизику, геохимику работать совместно и добиться того, чтобы разнородные методы вросли друг в друга, превратились в объединенный «геономический» подход к природным явлениям.

Трудности, возникающие на этом пути, носили методический и психологический характер. Существуют глубокие различия между количественным подходом к природным явлениям, свойственным геофизическим наукам, и качественными характеристиками, которыми преимущественно пользуется геология. Непривычен для геофизиков историзм геологического восприятия, когда большое значение придается роли геологического времени, длительность которого сама по себе — мощный природный фактор. Психологические трудности возникают в тех случаях, когда разные методы приводят к противоречивым результатам; требуется большое моральное усилие, чтобы определить в каждом случае, где проходит граница между фактами и их интерпретацией. Эти трудности еще преодолены не полностью: остаются заметные перегородки между представителями различных наук о Земле. Геофизиков шокирует слепая вера, с которой геологи воспринимают их построения, видимо, подпадая под гипноз математических знаков, которые сами по себе не обеспечивают правильности и точности выводов. Геологи удивляются тому, как можно из их описаний и умозаключений, полных полутонов и оговорок, вычленивать столь схематизированные «модели», построенные на прямолинейной логике вычислительной машины, которыми оперируют геофизики.

Однако за это время сдвиг произошел большой. Теперь никто не сомневается, что в области больших проблем, относящихся к твердому телу Земли, геологи, геофизики и геохимики должны работать совместно. И если это не всегда получается на практике, то стремление к этому существует всегда и повсеместно. В геофизических институтах созданы геологические отделы, в геологических институтах — геофизические. Организуются институты, в самом названии которых отражается их комплексный характер (институты геологии и геофизики, земной коры, литосферы и др.). В академиях наук созданы «Отделения наук о Земле».

Что касается геохимии, то ее связь с геологией основывается на длительных традициях и осуществляется через минералогию и петрологию. Взаимоотношения между геохимией и геофизикой развиваются медленно, но и они начинают обозначаться все более отчетливо: геофизики приходят к заключению, что их модели строения коры и верхней мантии, представлявшие до настоящего времени картины пространственного размещения физических свойств, должны в конце концов превратиться в модели, сложенные определенным веществом с определенной минеральной структурой.

Самый большой психологический сдвиг состоит в том, что уже не только геологи, но и геофизики, и геохимики убеждены в том, что современная структура коры и верхней мантии и современное распределение в них веществ отражают лишь некоторую стадию в развитии тектоносферы и являются следствием предыдущей длительной эволюции. Развиваются палеогеофизические и палеогеохимические методы, например, методы палеобариметрии и палеотермометрии. Широко применяются палеомагнитные методы. Таким образом, геофизика и геохимия подобно геологии становятся естественно-историческими науками. Все сказанное отражает процесс глубокой перестройки наук о Земле. Хотя каждая из них сохраняет свою внут-

ренную самостоятельность (без чего невозможен был бы дальнейший прогресс этих наук), из их сочетаний все яснее вырисовываются контуры объединенной науки о Земле — геонимии.

Геонимические исследования за последние годы завоевывают все большую популярность в Советском Союзе. Центром их пропаганды и координации является Научный совет по комплексным исследованиям земной коры и верхней мантии при Отделении геологии, геофизики и геохимии АН СССР. На развитие этих исследований большое влияние оказывают региональные секции этого Научного совета. Однако вся работа, по существу, ведется в многочисленных геофизических и геологических институтах, расположенных в разных концах страны.

Известны геонимические исследования, выполненные в Средней Азии, главным образом на Тянь-Шане и Памире, где наблюдаемые на поверхности типы крупных геологических структур сопоставлены с неоднородностями, встречающимися в нижних слоях коры и верхней мантии. Весьма интересные геонимические профили были построены для Кавказа и Предкавказья, на которых такие структуры, как Куринская межгорная депрессия, антиклинорий Большого Кавказа, Ставропольская антеклиз, вал Карпинского нашли свое отражение в строении глубоких слоев тектоносферы. Большой интерес представляют геонимические профили через Урал, где, например, обнаружены глубокие структурные и вещественные корни под полосами гипербазитовых массивов.

Наибольших успехов в применении комплексного подхода к изучению земных глубин добился коллектив Института геофизики АН УССР. Исследования глубинного строения Карпат и прилегающих районов на сегодняшний день можно считать образцом. В основу их положены профили глубинного сейсмического зондирования. Однако результаты зондирования рассматриваются в свете гравиметрических и геотермических данных, что позволяет внести в профили существенные поправки, затем ведется сопоставление полученных физических параметров со свойствами различного минерального вещества, в результате чего геофизические профили преобразуются в петрологические. Исключительный интерес представляет обнаружение в ряде районов Украины различной ориентировки структур, относящихся к разным уровням литосферы. Это позволяет говорить о структурных перестройках, происходивших в процессе эволюции земной коры.

В настоящем сборнике помещены доклады, прочитанные на совещании, состоявшемся в Киеве в сентябре 1978 г. В них освещены результаты работ, выполненных на Украине, а также результаты аналогичных исследований на Урале и в Средней Азии.

Доклады, помещенные в сборнике, представляют значительный методический и региональный интерес. Они указывают на перспективность такого типа исследований и позволяют констатировать заметные успехи в освещении проблемы связи крупных поверхностных геологических структур с глубокими неоднородностями в строении и состоянии тектоносферы. Особенно интересны связи между режимами эндогенных процессов и геотермическими условиями, вырисовывающиеся в свете современных данных все более определенно. Будущая геонимическая теория должна опираться в основном на результаты подобных комплексных исследований.

В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов

Институт геофизики им. С. И. Субботина АН УССР, Киев

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТЕЙ ЕВРОПЕЙСКОГО КОНТИНЕНТА И ЗАДАЧИ КОМПЛЕКСНОГО ИЗУЧЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ

Настоящий обзор основан на богатом материале глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ), полученном в течение последних 10—15 лет в СССР и других европейских социалистических странах при реализации национальных и международных исследовательских программ [1—5] и др. Этот материал позволил дать общую картину строения земной коры и верхов мантии большой и геологически очень разнородной территории, по достоинству оценить масштабы и характер перестроек, претерпеваемых земной корой в ходе эволюции, на этой основе убедиться в разновозрастности раздела Моховичича (М) и стратифицировать его в пределах рассматриваемых регионов. В результате возникла необходимость в новом комплексном подходе к исследованию земных глубин, основанном на общей интерпретации и осмысливании всей совокупности геофизических, геохимических и геологических данных. Эта необходимость воплотилась в программу, приводимую в конце статьи.

С помощью ГСЗ прежде всего изучают один из наиболее характерных параметров земной коры — ее толщину или мощность, определяемую глубиной раздела М. Она устанавливается достаточно надежно независимо от класса используемых волн. Данные о структуре раздела М в пределах рассматриваемой территории свидетельствуют об очень сложном глубинном строении коры, сильно дифференцированном и расчлененном рельефе ее основания. На фоне этой пестрой «мозаично-клавишной» структуры просматриваются некоторые общие закономерности.

Прежде всего, это различия в общей мощности коры, позволяющие разделить территорию Центральной и Юго-Восточной Европы на крупные по площади сегменты с «толстой» (40 км и более) и относительно «тонкой» (до 40 км) корой (рис. 1). Первый сегмент с «толстой» корой охватывает почти всю древнюю Восточно-Европейскую платформу, Урал, Кавказ, большую часть Скифской плиты, Добруджу, Восточные и Западные Карпаты, Предкарпатский прогиб и зону Датско-Польской борозды, приуроченную к линии Торнквиста — Тейссейра. Юго-восточнее Восточно-Европейской платформы, в области Прикаспийского прогиба, выделяется участок с «тонкой» и, очевидно, «безграничной» корой. Такие глубинные характеристики не позволяют включать его в состав древней платформы, как это делают многие исследователи. Изменения толщины коры и редуцирование «гранитного» слоя имели место, по-видимому, во время наиболее активного опускания участка, т. е. в рифее-палеозое. «Базификация» коры, вероятно, распространялась отсюда и на соседние районы, с чем, надо полагать, связано, в частности, появление высоких скоростей (6,8 км/с) в фундаменте юго-восточной погребенной части Донбасса.

Южнее и юго-западнее Восточно-Европейского сегмента располагается Среднеевропейско-Черноморский сегмент с относительно «тонкой» корой, включающий Северо-Германскую впадину, область палеозойской консоли-

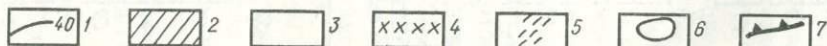
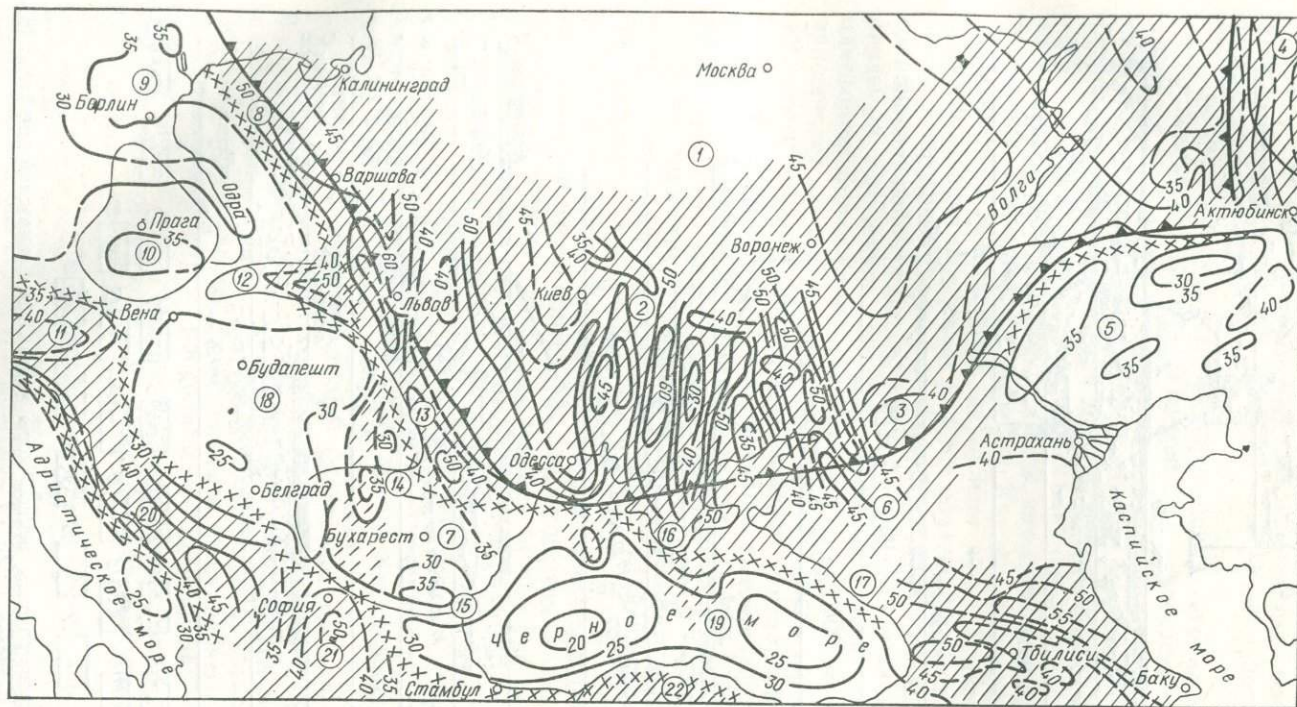


Рис. 1. Районирование Центральной и Юго-Восточной Европы по толщине земной коры:

1 — линии изоглубин (в км) раздела М; 2 — сегменты с «толстой» (40 км и более) корой; 3 — сегменты с относительно «тонкой» (до 40 км) корой; 4 — разделяющие их линейменты; 5 — «трансегментные» утолщения коры; 6 — контуры геологических структур; 7 — граница Восточно-Европейской платформы. Цифры в кружках — структуры: 1 — Восточно-Европейская платформа; 2 — Днепровско-Донецкая впадина; 3 — Донбасс; 4 — Урал; 5 — Прикаспийская впадина; 6 — Скифская плита; 7 — Мизийская плита; 8 — Датско-Польская борозда; 9 — Северо-Германская впадина; 10 — Чешский массив; 11 — Альпы; Карпаты; 12 — Западные; 13 — Восточные; 14 — Южные; 15 — Стара Планина; 16 — Крым; 17 — Большой Кавказ; 18 — Венгерские впадины; 19 — Черноморская впадина; 20 — Динариды; 21 — Родопский массив; 22 — Анатолия.

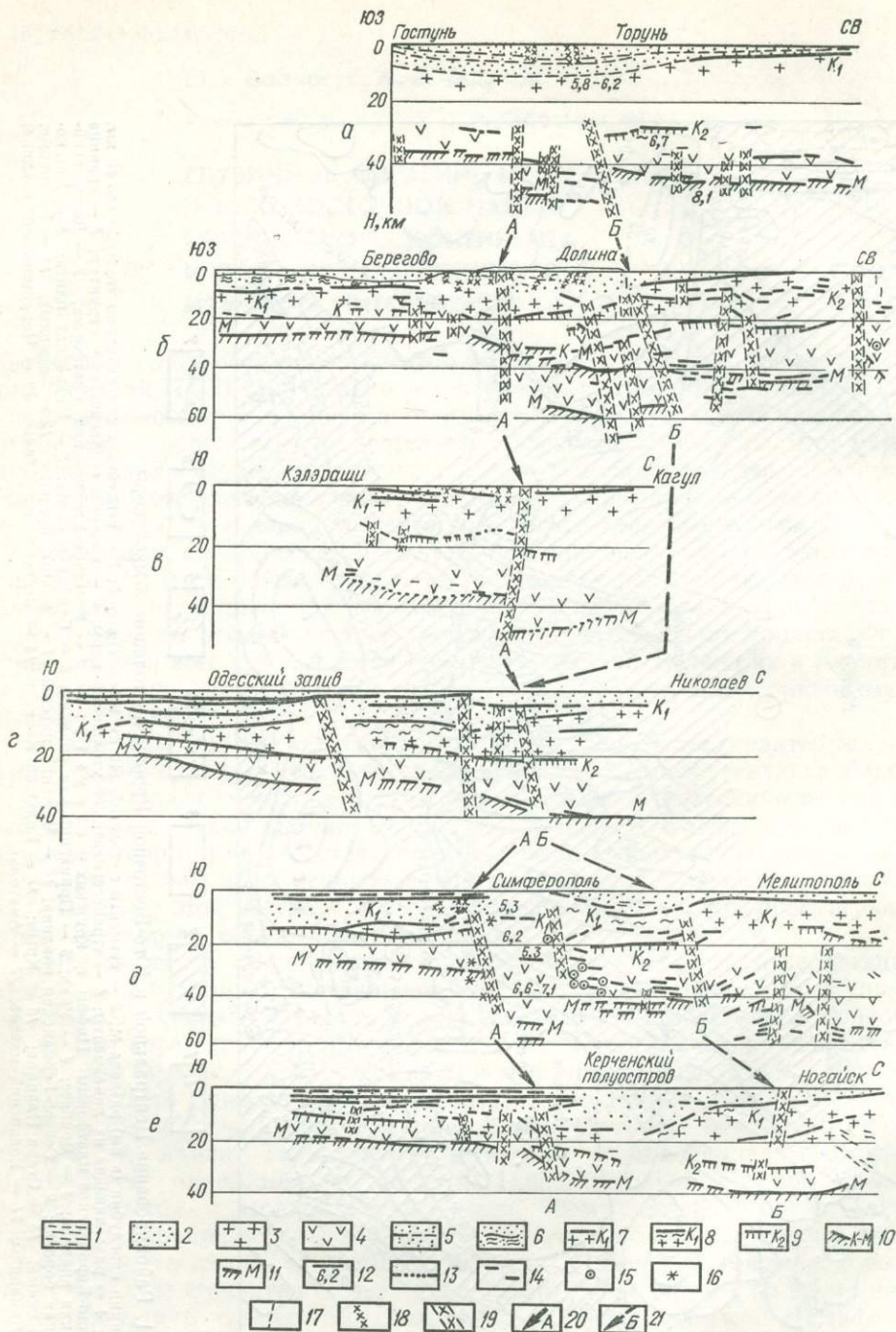


Рис. 2. Сейсмогеологические разрезы земной коры через Одер-Кавказский линеймент (отношение масштабов на разрезах 1 : 2):

а — на территории Польши; б — в районе Восточных Карпат; в — в Добрудже; г — в районе северо-западного шельфа Черного моря; д — в Крыму; е — в районе Керченского полуострова. Основные комплексы земной коры: 1 — водный слой (Черное море); 2 — осадочный слой; 3 — верхняя «гранитная» часть консолидированной коры; 4 — ее нижняя «базальтовая» часть; основные сейсмические границы; 5 — в осадочном слое, 6 — поверхность нижнего структурного этажа в осадочном

дации Центральной Европы, Венский бассейн, Баконьские горы, Малую и Большую Венгерские впадины, горы Апусени, Трансильванскую впадину, Южные Карпаты, Мизийскую плиту, большую часть Балкан и Черноморскую впадину. На северо-западе сегмент продолжается в Западную Европу, имеющую тонкую кору, на юго-востоке, по-видимому, заканчивается у восточного побережья Черного моря. Мощность коры в сегменте не превышает 30—35 км.

Граница между Восточно-Европейским сегментом с «толстой» и Среднеевропейско-Черноморским сегментом с относительно «тонкой» корой проходит по глубинным разломам, образующим в совокупности Одер-Кавказский линеамент. Линеамент трассируется от устья р. Одер на Познань, Берегово, Брашов, Браилу (на Дунае), южнее Тарханкутского полуострова, Крыма и Большого Кавказа. Он ограничивает с запада зону утолщенной коры под Датско-Польской бороздой, юго-восточнее проходит через участок сочленения Западных и Восточных Карпат, в Закарпатье совпадает с Перипьенинским линеаментом, далее идет через Трансильванскую впадину, в районе Вранча пересекает участок сочленения Восточных и Южных Карпат, в Добрудже отделяет ее южную байкальскую часть от северной, консолидировавшейся в более позднее время. На всем этом отрезке рассматриваемый линеамент тянется параллельно краю Восточно-Европейской платформы, отстоя от него на удалении около 100 км. Восточнее линеамент приобретает широтное простирание. Под северо-западным шельфом Черного моря, южнее Одессы, он совпадает с границей древней платформы, затем вновь отдалается от нее, смыкаясь с северным бортом Черноморской впадины, отделяющим ее от складчатых сооружений Крыма и Большого Кавказа.

Изменения структуры коры в зоне линеамента показаны на рис. 2. Разрезы на монтаже пересекают зону вкрест ее простирания и расположены в последовательности, отвечающей движению вдоль линеамента с северо-запада на юго-восток. На первом, втором, третьем и пятом разрезах линеамент выражен очень контрастно, на четвертом и шестом — при столь же большом изменении глубин до раздела М оно рассредоточено в довольно широкой зоне. Это явление связано с влиянием на земную кору Северного Причерноморья процессов, развивавшихся главным образом в кайнозой под Черноморской впадиной. Изменения мощности и структуры земной коры в зоне Одер-Кавказского линеамента, отмеченные на приведенной совокупности разрезов, характерны и для других зон сочленения сегментов с «толстой» и «тонкой» корой, рассматриваемых ниже.

Линеамент, ограничивающий Среднеевропейско-Черноморский сегмент с относительно «тонкой» корой с юго-запада и юга, начинается в районе Восточных Альп, проходит по контакту Внешних и Внутренних Динарид, огибает с севера Родопский массив и далее прослеживается по южному краю Черноморской впадины, отделяющему ее от складчатых структур Анатолии. За этим линеаментом располагается следующий Альпийско-Анатолийский сегмент с «толстой» корой, включающий Альпы, Динариды, Родопский массив и горные сооружения Турции, за ним намечается Адриатический сегмент с «тонкой» корой.

слое Венгерской впадины; 7 — поверхность фундамента; 8 — поверхность молодого складчато-метаморфизованного фундамента Скифской плиты; 9 — граница, условно разделяющая верхнюю и нижнюю части консолидированной коры; 10 — поверхность «коро-мантийной смеси» в основании земной коры Восточных Карпат; 11 — поверхность мантии (раздел М); 12 — значения граничных и пластовых скоростей (в км/с); 13 — интерполяция между сейсмическими горизонтами; 14 — отдельные сейсмические площадки; 15 — точки дифракции; 16 — очаги землетрясений; разломы: 17 — в осадочном чехле по геологическим данным; 18 — по сейсмическим данным; 19 — глубинные и другие крупные разломы в консолидированной коре по сейсмическим данным; 20 — трассировка через разрезы Одер-Кавказского линеамента; 21 — то же — границы древней Восточно-Европейской платформы.

Внутри выделенных основных сегментов кора также имеет сложное строение и переменную мощность. Эти изменения, однако, не хаотичны, а упорядочены и в целом при несомненной коррелятивной связи между приповерхностными и глубинными структурами подчиняются следующей закономерности: под горными сооружениями и тектонически приподнятыми участками кора, как правило, утолщена, под прогибами, за единичными специфическими исключениями (Предкарпатский прогиб) утонена. Связь между приповерхностными и глубинными структурами проявляется как

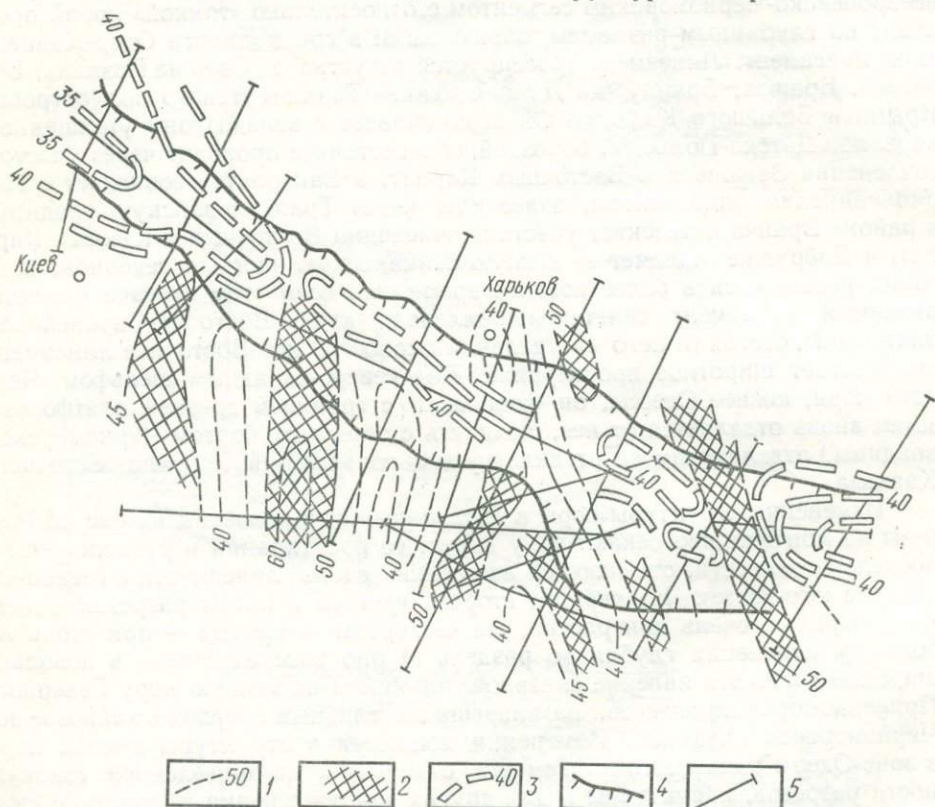


Рис. 3. Разновозрастные структурные планы раздела М в районе Днепровско-Донецкой впадины:

1 — раннепротерозойский (везде изоглубины в км); 2 — утолщения коры этого возраста; 3 — байкальско-герцинский; 4 — краевые разломы Днепровского грабена; 5 — профили ГСЗ.

в отмеченных особенностях изменения мощности коры, так и в совпадении простираний. При этом обнаруживается, что на участках, неоднократно претерпевших перестройки тектонического плана, простирания глубинных структур, выраженных в разделе М, имеют обычно сложный «интерференционный» вид, в той или иной мере отражающий влияние каждого плана. Это влияние неодинаково для различных геотектонических циклов и по-разному проявилось на разных участках. Отмеченная особенность позволяет с помощью сопоставления с приповерхностными геологическими структурами датировать тот или иной структурный план раздела М. Рассмотрим некоторые характерные случаи, в которых реализация этой возможности очевидна.

На Украинском щите установлено, что субмеридиональные утолщения земной коры располагаются под развитыми на поверхности раннепроте-

розойскими геосинклинальными зонами, а участки с нормальной и относительно утоненной корой — под соответствующими протоплатформенными и срединными массивами. Поскольку щит после замыкания этих геосинклинальных зон и общей гранитизации с середины протерозоя стабилизировался и не испытывал более принципиальных перестроек и преобразований, можно считать, что указанные утолщения коры возникли одновременно с завершением движений в раннепротерозойских геосинклиналях. Севернее Украинского щита располагается Днепровско-Донецкий авлакоген, имеющий северо-западное простирание. Он образовался в рифеопалеозое, когда заложился и сформировался глубокий «телескопированный» грабен, перекрытый затем широкой и пологой впадиной. Субмеридиональные утолщения коры Украинского щита, датированные ранним протерозоем, прослеживаются под грабеном, они продолжаются на север и соединяются с соответствующими структурами Воронежского массива. В то же время под грабеном отчетливо вырисовывается северо-западная ориентировка изоглубин раздела М, наложенная на субмеридиональный план (рис. 3). В местах пересечения этих двух планов раздел М «раздваивается», в разрезе прослеживаются две границы М, нижняя из которых коррелируется с разделом М Украинского щита, верхняя — с разделом М северо-западного плана. Учитывая особенности геологического развития Днепровско-Донецкого авлакогена, можно датировать верхний раздел М как байкальско-герцинский.

В районе сочленения Восточных Карпат с Восточно-Европейской платформой прослежено три близких по упругим свойствам горизонта М, наименее глубокий из которых имеет пониженные по сравнению с обычными скорости. По всем этим горизонтам построены структурные схемы (рис. 4). Наиболее погруженный раздел М с максимальными глубинами залегания до 60—65 км образует прогиб субмеридионального простирания, уходящий от края древней платформы на север вдоль Радеховского разлома на соединение с близдолготными нижнепротерозойскими структурами Белорусского массива. Средний по глубине (до 55—60 км) раздел М также образует прогиб, однако простирание его северо-северо-западное, согласно направлению байкалитид Предкарпатья. Наименее глубокий (40—45 км) раздел М располагается под Карпатами, под их внешней Скибовой зоной, и Предкарпатским прогибом; образуемая им структура вытянута уже в северо-западном направлении, полностью соответствующем ориентировке карпатских структур. Следовательно, прогибы по разноглубинным разделам М смещены относительно друг друга в плане и простираются неодинаково. В то же время расположение и вытянутость каждого из них соответствует расположению и ориентировке геологически установленных в приповерхностных частях земной коры нижнепротерозойских, байкальско-герцинских и альпийских структур. Это позволяет датировать каждый из упомянутых разделов М, считая, что нижний образовался в раннем протерозое, средний — в рифеопалеозое, верхний — в мезокайнозое.

Раннепротерозойское субмеридиональное утолщение коры начинается на Восточно-Европейской платформе, здесь оно хорошо выражено (амплитуда прогиба раздела М 10—15 км). Южнее, в районе Рахова, оно под острым углом пересекает Карпаты и, покинув Восточно-Европейский сегмент с «толстой» корой, уходит во внутренние области Тетиса, трассируясь еще через два сегмента — Среднеевропейско-Черноморский с «тонкой» и Альпийско-Анатолийский с «толстой» корой. Здесь, по сравнению с древней платформой, выраженность утолщения резко ослабевает, по существу, оно прослеживается лишь отдельными фрагментами с амплитудой прогиба раздела М относительно соседних участков не более 3—5 км. Эти фрагменты

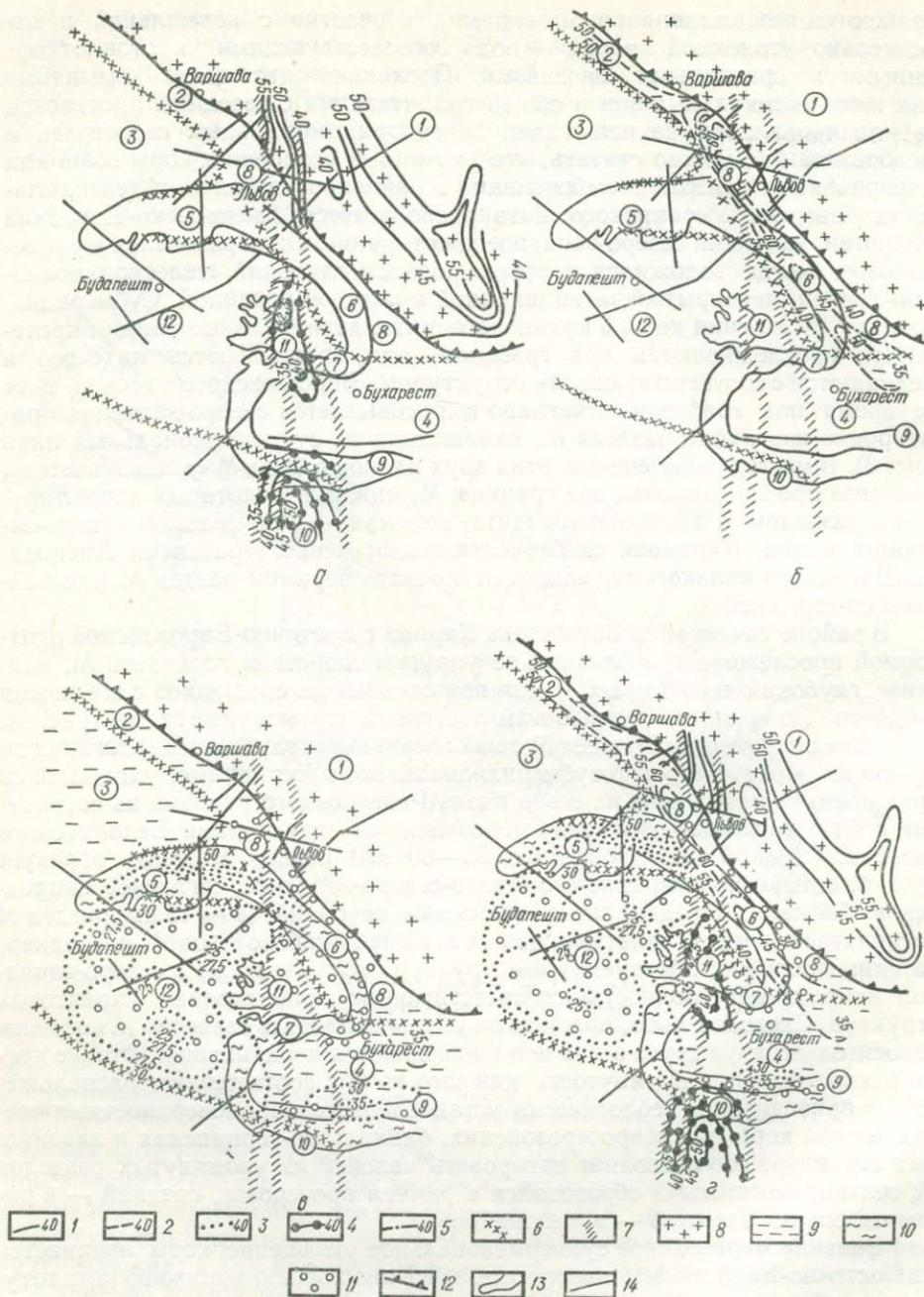


Рис. 4. Разновозрастные структурные планы раздела М в районе Карпат:

а — раннепротерозойский; б — байкальско-герцинский; в — альпийский; г — суммарная схема. Линии изоглубин (в км) раздела М: 1 — раннепротерозойского; 2 — байкальско-герцинского; 3 — альпийского; 4 — раннепротерозойского, переработанного в альпийском этапе; 5 — байкальско-герцинского, переработанного в альпийском этапе; 6 — границы между сегментами с «толстой» (40 км и более) и относительно «тонкой» (менее 40 км) корой; 7 — глубинные разломы; 8 — область дорифейской консолидации; 9 — области байкальско-герцинской консолидации; 10 — область активных альпийских деформаций; 11 — области интенсивных альпийских опусканий; 12 — граница Восточно-Европейской платформы; 13 — контуры геологических структур; 14 — профили ГСЗ. Цифры в кружках — структуры: 1 — Восточно-Европейская платформа; 2 — Датско-Польская борозда; 3 — молодая эпипалеозойская платформа Польши; 4 — Мизийская плита; Кар-

прослежены в районе гор Апусени, Южных Карпат и Родопского массива. Нивелировка утолщения к югу от Восточно-Европейской платформы связана, надо полагать, с переработкой древней коры (местами вплоть до полного уничтожения) в областях активных деформаций Средиземноморского складчатого пояса.

Байкальско-герцинское утолщение шириной около 100 км уходит от района Львова на северо-запад, следуя под Датско-Польской бороздой вдоль западного края Восточно-Европейской платформы (линия Торнквиста — Тейссейра). Земная кора под этой внутриплатформенной подвижной зоной утолщена до 50 км, ее строение усложнено, в разрезе коры появляется горизонт со скоростью 7,6 км/с. Подобные особенности структуры коры позволяют рассматривать эту зону как шовный авлакоген или континентальный палеорифт, тектоническая позиция которого у края древней платформы аналогична позиции современного Байкальского рифта. Датско-Польское утолщение коры трассируется на северо-запад до побережья Балтийского моря и на юго-восток, где уходит под структуры Карпат и Предкарпатья, продолжаясь, по-видимому, до района Вранча — Добруджи.

Мезокайнозойское, альпийское утолщение коры к западу от Восточных Карпат приобретает широтное простираие и следует строго под внешней флишевой частью Западных Карпат, где глубины до раздела М составляют около 50 км. В районе сочленения Карпат с Восточно-Европейской платформой, таким образом, пересекаются, накладываются друг на друга три разновозрастных структурных плана основания коры: раннепротерозойский, байкальско-герцинский и альпийский. В этом «узле» к югу и западу от Львова толщина коры максимальна — 60—65 км, под Западными и южной частью Восточных Карпат она не превышает 45—50 км.

Подобные «узлы» выделяются и в других районах Юго-Восточной Европы (рис. 5). Под Крымом, например, пересекаются два плана — раннепротерозойский и альпийский, это обуславливает здесь сложную мозаичную структуру основания коры. С севера от Украинского щита к Горному Крыму тянутся два древних субмеридиональных «корня»: Криворожско-Крупецкой и Орехово-Павлоградской, Крымский ороген как бы «насажен» на них. Западная его часть с толщиной коры до 50—55 км расположена над первым «корнем», второй трассируется к району Феодосии. На фоне этих близдолготных утолщений отчетливо просматриваются субширотные линии и овалы изоглубин раздела М, согласные с положением и простираием Крымских гор. Очевидно, соответствующие структуры основания коры возникали одновременно и во взаимосвязи с формированием орогена. К югу от Крыма древние субмеридиональные «корни» «упираются» в Одер-Кавказский линеамент и южнее его, в пределах Черноморской впадины, почти не прослеживаются. Соответствующие им слабовыраженные остаточные утолщения коры имеют амплитуды не более 2—3 км. Кроме рассмотренных, «узлы» пересечения разновозрастных планов раздела М возможны также на Кавказе, куда с северо-северо-запада от Воронежского массива тянутся древние раннепротерозойские структуры.

Зоны линеаментов, разделяющих сегменты с «толстой» и относительно «тонкой» корой, характеризуются сейсмической активностью, особенно она повышена в местах пересечения со «сквозными» утолщениями коры, переходящими из сегмента в сегмент. К таким местам, в частности, относятся Крым, район Вранча, Закарпатье и др.

паты: 5 — Западные; 6 — Восточные; 7 — Южные; 8 — Предкарпатский прогиб; 9 — мегантиклинорий Стара Планина; 10 — Родопский массив; 11 — горы Апусени; 12 — Венгерская впадина (Паннонский срединный массив).

В целом возможность датировать и выделять в основании земной коры разновозрастные структурные планы дает исследователям дополнительный инструмент для реконструкции тектонических обстановок прошлого. Это существенно при изучении геологического строения и районирования областей многократных тектонических деформаций и перестроек, особенно если они охвачены активными молодыми движениями. Использование в таких областях только приповерхностных геологических данных часто приводит к искаженным представлениям о тектоническом плане даже последнего геосинклинального цикла, поскольку отражает не столько этот

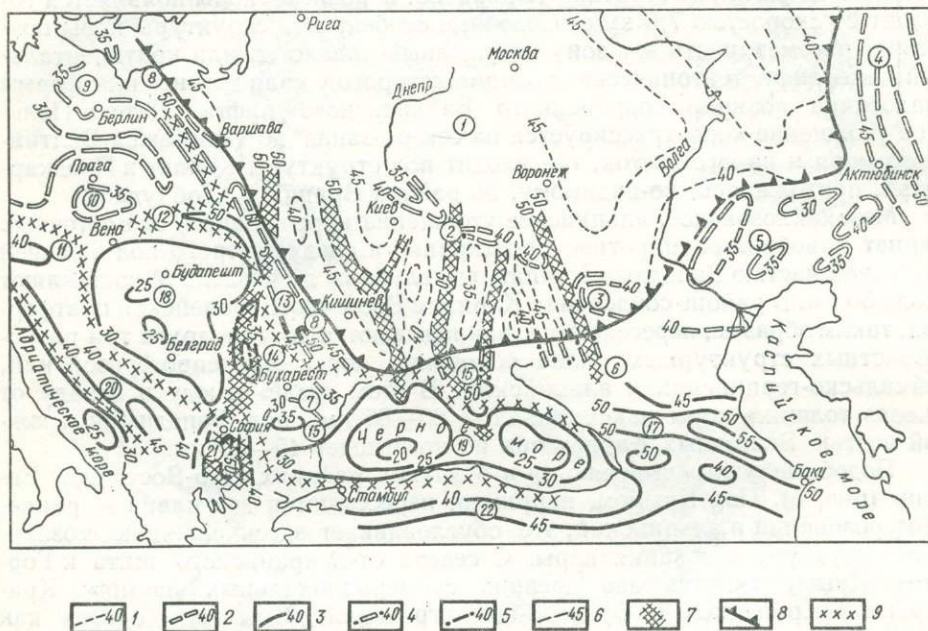


Рис. 5. Районирование Центральной и Юго-Восточной Европы по возрасту основания земной коры.

Линии изоглубин (в км) раздела М: 1 — раннепротерозойского; 2 — байкальско-герцинского; 3 — альпийского; 4 — раннепротерозойского, переработанного в байкальско-герцинские этапы; 5 — раннепротерозойского, переработанного в альпийском этапе; 6 — байкальско-герцинского, переработанного в альпийском этапе; 7 — утолщения коры раннепротерозойского возраста и их переработанные «трансегментные» продолжения в Тетисе; 8 — граница Восточно-Европейской платформы; 9 — границы (линеаменты) между сегментами с «толстой» (40 км и более) и относительно «тонкой» (менее 40 км) корой. Цифры в кружках — структуры, те же, что на рис. 1.

план, сколько особенности распределения по площади орогенных движений заключительной стадии цикла. Еще хуже обстоит дело с реконструкцией древних структур, переработанных, видоизмененных, представленных отдельными денудированными на разных срезах фрагментами, вообще уничтоженных или, наоборот, глубоко погребенных. В подобной ситуации использование глубинных признаков, т. е. выявляемых сейсмикой данных о глубинных «корневых» частях древних структур, также подвергающихся со временем видоизменениям, однако в большинстве случаев сохраняющихся в разрезе литосферы, существенно дополняет исследования или, вообще, является определяющим.

На основе выработанных критериев составлена схема районирования земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы по возрасту ее основания — раздела М (см. рис. 5). Под Восточно-Европейской платформой эта граница имеет древний дорифейский возраст, хорошо выделяются ран-

непротерозойские субмеридиональные утолщения коры. Под Тиманом, Печорской синеклизой, Уралом, Прикаспийской впадиной, валом Карпинского, Донбассом, Днепровско-Донецкой впадиной, Скифской и Мизийской плитами, Добруджей, Датско-Польской бороздой, герцинидами Центральной Европы, Чешским массивом и Северо-Германской впадиной возраст раздела М — байкальско-герцинский. В более южных районах Средиземноморского складчатого пояса под Альпами, Карпатами, Динаридами, Кавказом, Анатолией, Венгерскими впадинами, Адриатическим и Черным морями, Южным Каспием основание коры молодое, альпийское. На участках пересечения разновременных структурных планов раздела М датировки усложняются.

Обращают на себя внимание «сквозные» «трансегментные» зоны утолщенной коры (Радеховско-Родопская и Криворожско-Крымская), начинающиеся на древней Восточно-Европейской платформе, где они рельефно выражены, и уходящие в глубь Средиземноморского складчатого пояса, где их проявления слабы и фрагментарны. Наличие этих зон говорит о том, что древняя и весьма мощная дорифейская континентальная кора ранее была широко развита в Тетисе и вместе с «впаянными» в нее раннепротерозойскими субмеридиональными структурами криворожского типа распространялась далеко на юг за пределы нынешнего края Восточно-Европейской платформы. Ослабление этих утолщенных зон в Среднеевропейско-Черноморском сегменте с «тонкой» корой свидетельствует о недавних мощных процессах преобразования, приведших к резкому (в среднем в два раза) сокращению толщины коры и местами (Черное море) полному уничтожению ее «гранитной» части. Показательно, что в следующем Альпийско-Анатолийском сегменте с «толстой» корой Радеховско-Родопское близдолготное утолщение коры вновь приобретает выразительность. Прохождение «сквозных» «трансегментных» зон через различные, в том числе чрезвычайно сильно переработанные области, и проявление их, начиная с раннего протерозоя, в течение очень длительного времени, указывает на особо большую глубинность и живучесть этих зон, что в свою очередь создает дополнительные затруднения для чрезмерных мобилистских построений.

Глубинная структура коры, возникшая к тому или иному моменту геологической истории, оказывала влияние на тектоническую зональность последующих этапов развития и особенности возникающих в верхних этажах коры более молодых деформаций. Это можно наблюдать во многих регионах — Днепровско-Донецкой впадине, Карпатах, Крыму, на Кавказе и др. Иногда данные о глубинном строении коры позволяют более правильно понять природу приповерхностных геологических структур, ранее не совсем ясную, или дать им иную трактовку. Данные по нескольким профилям ГСЗ, пересекающим Карпаты, Динариды и Паннонию, довольно неожиданно показали, например, что под горными сооружениями Внутренних Карпат (Татры, Гемерские горы и др.) и Внутренних Динарид земная кора имеет малую мощность, такую же, как погребенный Паннонский срединный массив. Ясно обозначалась тектоническая общность этих горных сооружений со срединным массивом, а не с Внешними флишевыми зонами Карпат и Динарид. Орогенез, охватывающий флишевые зоны, обломал края опускавшегося Паннонского массива и приподнял их в горных массивах Внутренних Карпат и Динарид. В «одной упряжке», таким образом, оказались тектонически чужеродные комплексы флишевой миогеосинклинали и гетерогенного складчато-метаморфизованного субстрата. Массивы Внутренних Карпат и Динарид — составные элементы соответствующих орогенов — в тектоническом смысле являются частями Паннонского срединного массива.

Под Южными Карпатами (в отличие от других районов карпатской дуги) нет большого утолщения земной коры. Здесь же почти нет флишевых отложений. В сочетании это позволяет рассматривать Паннонский массив, кристаллические комплексы Южных Карпат и основание Мизийской плиты как части тектонически единого целого, раздробленного орогенезом. Подобные примеры, иллюстрирующие значение данных о глубинном строении земной коры для геотектонических интерпретаций, можно продолжить. Исследования в этом направлении, несомненно, принесут еще много новых интересных результатов.

Обобщение данных по большим и геологически разнородным площадям всегда ценно и обычно приводит к хорошим результатам. Однако будучи выполнено только одним каким-либо методом, даже таким наиболее точным, как ГСЗ, оно не может быть исчерпывающим, поскольку не учитывает всего многообразия параметров, характеризующих земную кору. В дальнейшем особо ощутимый прогресс в изучении литосферы может быть достигнут только при комплексном использовании данных. При этом имеется в виду не простое часто применяемое механическое сопоставление результатов, полученных независимо разными методами, а общая интерпретация всех исходных данных в совокупности с учетом возможностей, допусков и определенных взаимных запретов каждого из методов. Такой подход значительно снижает неоднозначность и субъективность интерпретации, повышает точность и достоверность построений, позволяет по независимым параметрам получить дополнительную информацию о среде, создать наиболее полные и достоверные модели ее строения, состава и состояния. Подобные комплексные геофизические, а после геологического дополнения и прочтения — геолого-геофизические модели должны стать объективной фактической основой дальнейших поисков геонимической теории и вытекающих из нее практических следствий.

Чтобы достигнуть желаемой цели, необходимо, на наш взгляд, последовательно решить следующие задачи:

1. Составление комплексных геофизических разрезов земной коры и верхов мантии по всей совокупности изучаемых физических параметров.

2. Перевод этих разрезов в петрологические на основе данных о физических свойствах горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах, свойственных большим глубинам (переход от физических параметров к веществу).

3. Составление последовательных рядов геоструктур, соответствующих разным этапам геологического развития и закономерно сменяющих друг друга в ходе эволюции.

4. Выяснение на основе этих рядов изменений строения, состава и состояния литосферы, происходящих в ходе геологической эволюции.

5. Определение в свете этих изменений, в совокупности с геотектоническими, геохимическими (состав вулканических проявлений и его эволюция, метаморфизм, характер металлогении) и другими геологическими данными, физической и химической сущности механизмов и процессов, действующих на больших глубинах.

6. Определение закономерностей и прогноз появления и образования концентраций тех или иных полезных ископаемых как естественного продукта этих глубинных процессов, соответствующего их физико-химической природе.

Несомненно, трудная и длительная программа, но другого пути к истинному, а не эфемерному познанию законов глубинной геологии, по-видимому, нет. Комплексная порегиональная интерпретация уже начата (см.

в настоящем сборнике статью о геофизической модели строения и развития литосферы Карпат и среднеевропейских герцинид).

1. *Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований.*— Киев : Наук. думка, 1977.— 306 с.
2. *Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы.*— Киев : Наук. думка, 1978.— 420 с.
3. *Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы (по данным взрывной сейсмологии).*— Киев : Наук. думка, 1971.— 284 с.
4. *Die Struktur der Erdkruste Mittel- und Südosteuropas nach Angaben der Tiefenseismik.*— Geod. Geophys. Veröff., R. III, N. 27, Berlin, 1972, S. 186.
5. *The Crustal Structure of Central and Southeastern Europe Based on the Results of Explosion Seismology.*— Geofiz. közl., Spec. edition, Budapest, 1972, p. 172.

УДК 551.24 : 550.3 : 477.8

**В. Б. Бурьянов, В. В. Гордиенко, С. Н. Кулик,
Л. П. Ливанова, И. М. Логвинов, И. К. Пашкевич,
В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов**

Институт геофизики им. С. И. Субботина АН УССР, Киев

КОМПЛЕКСНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ЛИТОСФЕРЫ КАРПАТ И СРЕДНЕЕВРОПЕЙСКИХ ГЕРЦИНИД

Целью выполненных исследований было создание комплексной геофизической модели литосферы и выбор схемы глубинных процессов, отвечающей как этой модели, так и геологическим событиям, изученным в приповерхностной зоне. В качестве исходных данных использовался весь спектр геолого-геофизической информации; в основу выполненных построений положены результаты ГСЗ и геотермии.

Работа выполнена вдоль международных профилей III и VI ГСЗ (рис. 1), проходящих по территории СССР, ВНР, ЧССР и ГДР. Профили пересекают все зоны Карпатской альпийской геосинклинальной области и выходят на востоке на дорифейскую Восточно-Европейскую, на западе — на эпигерцинскую Западно-Европейскую платформы. Профиль VI пересекает Западные Карпаты вблизи их периклинального замыкания. Геотектоника рассматриваемой территории сложна, история развития отдельных регионов дискусионна, поэтому необходимо кратко изложить представления, принятые в работе.

Считалось, что фундамент фанерозойских геосинклиналей района — земная кора континентального типа, верхи которой сложены метаморфическими комплексами байкальского или более древнего возраста. В северо-западной части района формировалась герцинская геосинклинальная область, включавшая Саксоно-Тюрингскую эвгеосинклинальную зону,

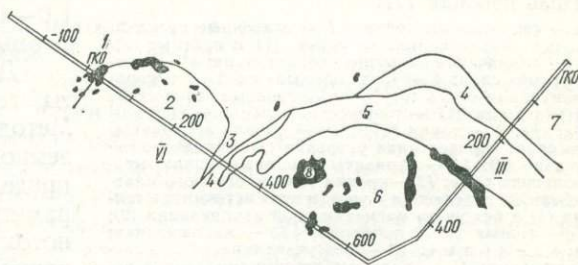


Рис. 1. Схема размещения профилей:

1 — Саксоно-Тюрингская зона; 2 — Чешский массив; 3 — Мораво-Силезская зона; 4 — Предкарпатский прогиб; 5 — Складчатые Карпаты; 6 — Паннонский массив; 7 — Восточно-Европейская платформа; 8 — неогеновые эффузивы.



Чешский срединный массив и Мораво-Силезскую складчатую зону. Южнее последней характер герцинской тектоники в пределах профиля VI неясен. Развитие герцинской геосинклинали около 300 млн. лет назад завершилось складчатостью. Смятие охватило пространство вокруг и частично внутри Чешского массива, оно сопровождалось интенсивным гранитоидным магматизмом.

Центральная часть рассматриваемой территории была вовлечена в альпийский геосинклинальный процесс, завершившийся в Западных и Восточных Карпатах, а также в некоторых районах Паннонского срединного

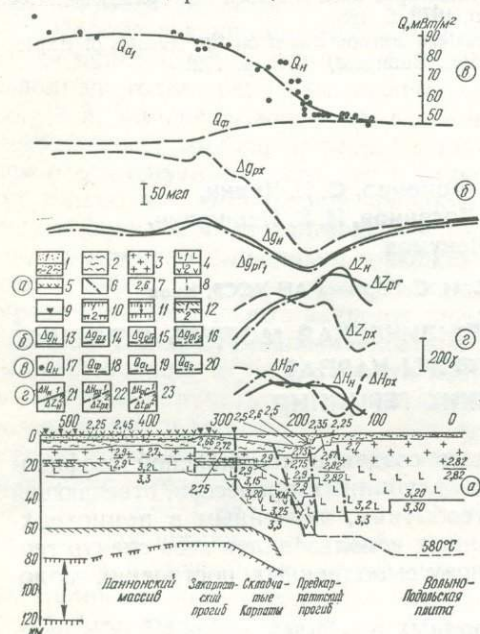


Рис. 2. Геофизическая модель литосферы вдоль профиля III:

а — строение литосферы: 1 — осадочные нескладчатые образования: «легкие» (1) и плотные (2); 2 — складчатые осадочные образования; 3 — «гранитный» слой; 4 — «базальтовый» слой (1) и кормантийная смесь (2); 5 — неогеновые эффузивы; 6 — разломы; 7 — плотности, г/см³; 8 — границы блоков; 9 — точки МТЗ; 10 — кровля проводящего слоя, определенная уверенно (1) и предположительно (2); 11 — варианты глубины кровли проводящего слоя; 12 — кровля зоны частичного плавления, определенная с учетом всех источников тепла (1) и без учета магматической активизации (2); б — кривые силы тяжести; 13 — наблюдаемая; модельные: 14 — без учета теплового разуплотнения; 15 — с учетом геосинклинального источника; 16 — с учетом всех источников тепла; в — тепловой поток; 17 — наблюдаемый; расчетный: 18 — фоновый; 19 — с учетом геосинклинального источника; 20 — с учетом всех источников тепла; г — кривые составляющих геомагнитного поля; 21 — наблюдаемые (1 — горизонтальная, 2 — вертикальная); расчетные: 22 — без учета источников тепла; 23 — с учетом источников тепла.

30 км — под Закарпатским прогибом, около 40 км — под Западными Карпатами, Чешским массивом и Вольно-Подольской плитой Восточно-Европейской платформы, 50—55 км — под Восточными Карпатами, до 60 км — под их внешней частью и Предкарпатским передовым прогибом. По величинам сейсмических скоростей отчетливо выделяются

массива складчатостью. Она была двухфазной 25 и 10—15 млн. лет назад, сопровождалась образованием передового прогиба и магматизмом различного состава в пределах срединного массива. Передовой прогиб наложился на дорифейскую платформу и Мораво-Силезскую зону герцинид. В орогенный этап развития альпийской геосинклинали сформировался также тыльный прогиб, захвативший почти весь Паннонский срединный массив.

Синхронно с завершающими движениями в Карпатах значительные районы эпигерцинской платформы были охвачены так называемой саксонской складчатостью. Она выразилась преимущественно в разломно-блоковых деформациях кристаллического субстрата и чехла, сопровождалась общим воздыманием амплитудой до 1,0—1,5 км большей части платформы и основным вулканизмом.

Довольно сложные результаты геофизических исследований. Методом ГСЗ изучена структура земной коры и верхов мантии, распределение в них сейсмических параметров, исследованы тепловой поток, поле силы тяжести, магнитное поле, выполнены геоэлектрические наблюдения.

Мощность земной коры вдоль сводного профиля существенно изменяется — 25—28 км под Паннонским массивом, 30 км — под Саксоно-Тюрингской зоной, 28—

осадочные бассейны, их глубина меняется в широких пределах, достигая местами 10—12 км и более. Каждая крупная тектоническая единица имеет свой скоростной разрез консолидированной коры. Выделены многочисленные слои с пониженными сейсмическими скоростями в коре Вольно-Подольской плиты, Закарпатского прогиба и Паннии, предполагается такой же слой в коре Чешского массива. Мощная зона инверсии скорости, кровля которой находится на глубине около 55 км, встречена в мантии Паннского массива. В низах земной коры Восточных Карпат обнаружен слой с аномально большими скоростями (рис. 2 и 3).

Тепловой поток района изучен подробно в нескольких сотнях пунктов, однако распределены они довольно неравномерно, в результате Мораво-Силезская зона и некоторые части Карпатской геосинклинали практически не имеют определений. Кроме того, наблюдаемые величины потока, особенно в западной части, существенно искажены различными приповерхностными влияниями. Разброс можно несколько сократить, усредняя значения, попадающие на близкие пикеты при снесении их на профиль, но он все же остается значительным, особенно в Паннии, где отклонения отдельных точек от усредняющей кривой достигают 15—20 мВт/м². Средние величины на Вольно-Подольской плите и в передовом прогибе Восточных Карпат близки — 40—45 мВт/м², в Складчатых Карпатах (Восточных и Западных) 70—75 мВт/м², причем

поток заметно растет от внешней границы зоны к ее внутренним частям, в Паннии величина потока достигает максимума — 90—100 мВт/м², тепловой поток Чешского массива около 70 мВт/м², в рассматриваемой части Саксоно-Тюрингской зоны он сокращается до 50—55 мВт/м² (этого нельзя сказать о всей зоне, в пределах которой величина потока близка к полученной на Чешском массиве).

Значения силы тяжести (в редукции Буге), несмотря на существенные отличия в строении коры, мало изменяются вдоль профиля и не отличаются от нулевых более чем на первые десятки миллигалл. Исключение — район передового прогиба Восточных Карпат, где поле на 1 мгл ниже.

Вертикальная и горизонтальная составляющие магнитного поля изучены на отрезке длиной около 200 км в восточной части района. Здесь отмечены интенсивные (в несколько сот гамм) аномалии, приуроченные к контакту альпийской геосинклинали и платформы. На остальной территории проблема сбивки по уровню результатов региональных и национальных магнитометрических съемок полностью еще не решена, поэтому имеющиеся данные не рекомендуется использовать.

В районе выполнен значительный объем исследований по магнитовариационному профилированию и магнитотеллурическому зондированию. Однако не весь полученный материал поддается количественной интерпретации: в ряде регионов условия измерений осложнены, полученные

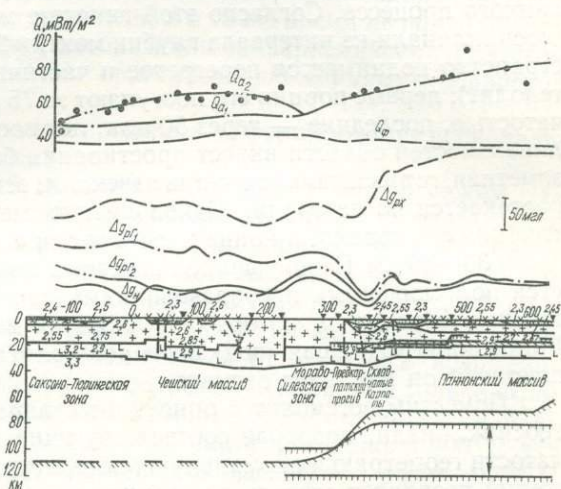


Рис. 3. Геофизическая модель литосферы вдоль профиля VI. Условные обозначения те же, что на рис. 2.

данные сильно искажены. Этому соответствует и значительный разброс результатов интерпретации. Однако удается установить ряд проводящих объектов в пределах коры (на глубинах 15—20 км) и верхней мантии (17—120 км), а также места отсутствия таких горизонтов, в которых зона высокой проводимости начинается только с кровли средней мантии.

Для объяснения всех перечисленных черт строения и развития региона и выявленных аномалий физических полей необходимо ввести представление о каком-то глубинном процессе, проявлением которого и будут все установленные факты. Такие процессы существенно различны для геосинклинальных областей и мест проявления разломно-магматической активизации на платформах.

Для геосинклинальных областей использовалась разработанная ранее на более обширном материале полиморфно-адвекционная гипотеза глубинного процесса. Согласно этой гипотезе на завершающем этапе развития геосинклинали из интервала глубин мантии 250—450 км в подкоровое пространство поднимается перегретое и частично расплавленное вещество (астенолит); первые порции его поступают за 75 млн. лет перед основной складчатостью, последние — через 50 млн. лет после нее. При размерах геосинклинальностей области вкрест простираения более 100—150 км формируется заметная горизонтальная ветвь адвекции, всплывший мантийный материал растекается по латерали. Одновременно меняется мощность астенолита и глубина его кровли, в конце процесса они составляют соответственно 100—120 и 30—40 км. Перемещение вещества в адвекционной ячейке сопровождается полиморфными преобразованиями как в движущихся, так и в неподвижных объемах, в которых изменяются также температура и давление. Ранее происходившая «подкачка» астенолита веществом из мантии прекращается и он начинает остывать.

Поместим астенолит с описанными параметрами в недра Карпатской геосинклинали, подобрав соответствующие ее размерам и возрасту складчатости геометрию и аномальную температуру. Расчет температур и напряжений позволяет сделать следующие выводы:

1. Около 100 млн. лет назад в центре области начался, а затем распространился на ее периферию подъем разогретого мантийного материала.
2. Около 30 млн. лет назад под действием разогрева низы земной коры подплавились, а сама она была вовлечена в движение вещества мантии. Из-за сравнительно низкой плотности коровой материал не мог последовать за нисходящей ветвью адвекции и погрузиться, а постепенно накапливался поблизости от нее (нисходящая ветвь адвективного течения находится под внешней частью складчатой зоны Карпат и их передовым прогибом), что резко изменило строение земной коры региона, в центре геосинклинальной области мощность «базальтового» комплекса сильно сокращена, на периферии — увеличена. На периклинали складчатого сооружения эти явления, естественно, ослаблены, поэтому «корни гор» Западных Карпат в части, пересекаемой профилем VI, существенно меньше, чем обычно.

3. Около 25 млн. лет назад напряжения в «гранитном» слое превысили предел прочности материала, одновременно в нижней части слоя под центральными районами геосинклинальной области температуры достигли уровня частичного плавления кислых пород в присутствии воды. Возникшие нарушения сплошности коры, как показывают расчеты, подновлялись через первые миллионы лет. Это привело к кислому магматизму возрастом от 25 млн. лет до практически современного (наиболее глубокие разломы обеспечили вывод из низов коры и верхов мантии в приповерхностную зону также основного расплава). Общая вязкость коры приблизилась к вязкости вещества адвективного течения, что привело к существенному лате-

ральному перемещению коровых масс (а не только подплавленной нижней части «базальта») по ходу адвекции. Частным следствием такого перемещения явилось образование складок и надвигов с амплитудой до первых десятков километров.

4. Около 10—15 млн. лет назад объем перетекающего и полиморфно преобразующегося вещества резко сократился. Заметными, а затем и преобладающими стали силы изостатического выравнивания: погрузился срединный массив, образовались тыльные прогибы, усилилось воздымание Карпатского складчатого сооружения, прекратилось опускание передового прогиба. Описанный глубинный механизм хорошо удовлетворяет геологическим событиям, происходившим в альпийской геосинклинальной области Карпат на последних стадиях их развития, и в то же время не подходит для объяснения тектономагматической активизации эпиварисийской платформы Средней Европы, синхронной орогенным движениям в Карпатах (неоген).

Рассмотрим влияние глубинных процессов на формирование региональных аномалий физических полей.

Геосинклинальный глубинный механизм определяет тепловой режим геосинклиналей. Их современные тепловые модели зависят от времени проявления механизма (альпийский, герцинский). Возникшие аномальные температуры суммируются с фоновыми, причиной которых является радиоактивный распад преимущественно в породах коры, а также другие глубинные факторы. Возникшие подобным образом температурные разрезы геосинклиналей и молодых платформ резко отличаются от таковых в недрах рифейских платформ, в последнем случае в разрезе представлены только фоновые температуры. Так, в интервале максимальной дифференциации (60—70 км) температуры составляют под древней платформой около 600° С, под Чешским массивом 800—900, под Паннонским массивом — около 1500° С. Столь значительные различия сказываются на физических свойствах вещества недр, которые в свою очередь проявляются в мощных аномалиях физических полей.

Наблюдаемый тепловой поток (см. рис. 2 и 3) не согласуется с расчетным и фоновым (радиогенным): их величины совпадают только на дорифейской Восточно-Европейской платформе, во всех остальных регионах наблюдаемый поток намного выше. Введение источников тепла в соответствии с возрастом и геометрией расположенных на рассматриваемой территории геосинклиналей позволяет объяснить величины потока на всей площади за исключением зоны неогенового магматизма эпигерцинской платформы и ее окрестностей. В северо-западной части Паннонии наблюдаемый поток несколько лучше объясняется не при средней для данного возраста источника глубине кровли, а при несколько увеличенной (в пределах допуска, с которой получена эта величина при интерпретации мирового геотермического материала по геосинклиналям). Некоторые отклонения от «среднегеосинклинальных» параметров (также не выходящие за пределы допуска) можно предложить и в размещении внешней границы источника тепла — она должна быть смещена примерно на 50 км от внешнего края складчатой зоны в направлении внутренних районов. Для объяснения теплового потока в соответствующей части Западных Карпат больше подходит источник с контуром, почти совпадающим с внешним краем складчатой зоны. Не исключено, однако, что последняя корректировка параметров источника излишня, а некоторое превышение наблюдаемого потока над расчетным в этом районе связано с явлениями разломно-магматической активизации, признаки которой наблюдаются северо-восточнее линии профиля VI, в пределах Мораво-Силезской зоны, у самого передового прогиба Западных Карпат.

Расчетный гравитационный эффект был определен прежде всего для земной коры. Для этого построена плотностная модель, в которой учтены все данные о распределении скоростей сейсмических волн в коре (пересчитанные по единому закону в плотности), сведения о плотностях поверхностных пород и их изменений с глубиной. В результате кора представлена средой с градиентно-слоистым изменением плотности, характеристика которой меняется от региона к региону. Расчетная кривая Δg_{px} (см. рис. 2 и 3) в пределах большей части территории хорошо согласуется по форме с наблюдаемым распределением, но при совмещении с ним по уровню на Восточно-Европейской платформе резко, до 200 мгл, отличается от него в геосинклинальных районах.

Влияние полиморфно-адвекционного механизма на гравитационное поле должно сказываться в разуплотненном или уплотненном состоянии пород в недрах геосинклиналей в соответствии с современным распределением глубинных температур (т. е. с отличием этого распределения от платформенного). Выполнив соответствующие вычисления, получим, что под Карпатским регионом находится объект с отрицательной аномальной плотностью, достигающей на глубине 10 км $0,01 \text{ г/см}^3$, растущей к 60—70 км до $0,12 \text{ г/см}^3$ и сокращающейся до нуля на глубине 120—130 км. В недрах герцинид максимум разуплотнения $0,03 \text{ г/см}^3$ на глубине 100—120 км, аномальная плотность сокращается до нуля на глубинах около 10 и 200 км. Ниже обеих малоплотных зон находятся соответствующие зоны уплотненных пород. Производимый ими гравитационный эффект намного меньше, чем эффект разуплотненных интервалов. Расчеты, выполненные для всех перечисленных аномальных объектов, показывают, что соответствующие им отрицательные аномалии достигают в Паннонии сотен миллигал, в Чешском массиве десятков миллигал. Учет этого эффекта позволяет уравнять расчетную кривую Δg_{pe} с наблюдаемой на всей территории вплоть до окрестностей зоны разломно-магматической активизации эпигерцинской платформы. В последнем районе согласование не достигается: расчетное поле существенно выше наблюдаемого.

Перегрев недр Карпатской геосинклинальной области обуславливает существование на ее границе с древней Восточно-Европейской платформой резкой ступени изотерм, в частности изотермы точки Кюри магнетита (см. рис. 2). Внутри геосинклинальной области глубина этой изотермы 15 км, снаружи 70—80 км. Естественно, такое различие в гипсотермическом положении магнитоактивных масс должно приводить к интенсивным аномалиям магнитного поля. Их расчет выполнен для величин намагниченности, обычно принимаемых для «гранитного» и «базальтового» слоев, породы верхов мантии также считались намагниченными с интенсивностью «базальта». Полученное распределение вертикальной и горизонтальной составляющих поля хорошо согласуется с наблюдаемыми величинами. Если не учитывать влияние теплового источника и принять изотерму Кюри горизонтальной, то расчетное и наблюдаемое распределения составляющих поля резко рассогласуются.

Тепловые модели различных частей рассматриваемой территории позволяют объяснить и зоны инверсии сейсмических скоростей. Небольшие понижения скорости, встреченные в коре Вольно-Подоллии ($0,1—0,2 \text{ км/с}$), могут быть связаны с суммарным влиянием роста температуры с глубиной и локальным понижением основности коровых пород.

В альпийском регионе зоны инверсии сейсмических скоростей гораздо интенсивнее — в низах коры и в мантии скорость снижается до 1 км/с . Интервалы пониженных скоростей отчетливо совпадают с интервалами частичного плавления в низах «гранитного» слоя, возможно, в низах «базальтового»

во внутренних районах геосинклинальной области, и с зоной частичного плавления в мантийных породах самого теплового источника. Глубины кровли интервалов частичного плавления 15—20 и 60—70 км, зон инверсии скорости — соответственно 15 и 55 км.

Геоэлектрическими исследованиями, кроме проводящего основания верхней мантии, выделены два слоя, в которых удельное сопротивление вещества достаточно низко, чтобы предположить их связь с частичным плавлением глубинных пород.

Кровля верхнего слоя относительно небольшой мощности располагается на глубинах 15—20 км. Максимальная глубина совпадает с кровлей зоны частичного плавления, установленной при анализе тепловой модели, минимальная глубина кровли получена для района недавней магматической деятельности (см. рис. 1 и 3). Возможно, выше основного интервала частичного плавления здесь расположен промежуточный магматический очаг, в котором еще сохранилась магма. Интересные данные получены о протяженности корового проводящего слоя. Оказалось, что он распространен в Западных и Восточных Карпатах и не продолжается в Восточные Альпы. Следует отметить также, что в некоторых внутренних частях региона, где, вероятно, должен быть развит слой частичного плавления в коре, проводящий объект не устанавливается. Это может быть связано с экранирующим влиянием развитого здесь мощного осадочного слоя. Расчеты показали, что на фоне эффекта этого приповерхностного проводника проводящий слой на глубине 15—20 км с реальными параметрами может быть пропущен при интерпретации.

Кровля нижнего проводящего слоя определяется в восточной части района на глубине около 70 км. Западнее ее глубина оценивается очень неточно — 70—120 км под альпийским регионом и 100—120 км под юго-восточной окраиной герцинид. С приближением к зоне неогенового магматизма на эпигерцинской платформе этот проводящий слой исчезает. По геотермическим данным, кровля зоны частичного плавления должна располагаться под альпидами на глубине 60—70 км (что приблизительно совпадает с геоэлектрическими данными), а под герцинидами — на глубине около 110 км (что согласуется с геоэлектрическими данными по окраинной части региона и не соответствует им в остальной его части). Таким образом, расхождение геоэлектрической модели с моделью распределения зон частичного плавления, полученной исходя из представлений полиморфно-адвекционной гипотезы, наблюдается все в той же области разломно-магматической активизации эпигерцинской платформы.

На основе принятой гипотезы для расположенных на рассматриваемой территории геосинклиналей удалось построить комплексную модель литосферы, соответствующую их геологическому строению, истории формирования на заключительных этапах и физическим полям. В большинстве случаев достигнуто количественное согласование наблюдаемых и модельных эффектов.

Чтобы увязать наблюдаемые и модельные эффекты в области эпигерцинской платформы, подвергшейся разломно-магматической активизации, необходимо ввести представления о дополнительном глубинном процессе. Основные его черты выглядят следующим образом. Активные тектонические процессы последних 25 млн. лет в Карпатском регионе привели к «оживлению» сети древних разломов в прилегающих частях платформы. Наиболее подвижны глубинные разломы на границе стабильной платформенной плиты и подвижной молодой складчатой зоны, а также разрывы на контактах крупных блоков платформы с различной геологической историей. По этим нарушениям жидкая фракция герцинской астеносферы мощностью

около 100 км с расплавом на уровне 20% объема была вытеснена вверх, пропитала значительный интервал подкоровой части мантии и частично излилась на поверхность. Уровень кровли астеносферы был неодинаковым: в северных районах она располагалась на 30—40 км глубже, чем в южных. Из области более глубокой и, следовательно, находящейся под большим давлением астеносферы частично расплавленный материал выжимался в область «дренирования» астеносферы активизированными разломами. Это обеспечило подъем поверхности в области магматизма и опускание ее севернее. Особенно активно процесс шел в период двух фаз карпатской активизации — 30—25 и 15—10 млн. лет назад. Возникло два этажа внедрения расплава — 35—55 и 55—75 км (при 50%-ном замещении подкоровых пород глубинными можно принять другую степень замещения, изменив соответственно мощность интервала внедрения; дальнейшие результаты от этого существенно не меняются). После завершения внедрений в астеносфере расплава практически не осталось и она перестала быть проводником. В области подкорового внедрения расплав сохранялся в небольшом количестве до геологически недавнего прошлого (1—2 млн. лет назад). Эта магма обеспечивала последние проявления вулканизма на изучаемой территории. В настоящее время подкоровой субстрат полностью кристаллизовался, но на его месте еще существует мощная температурная аномалия.

Построив тепловую модель, отвечающую описанному процессу, определим величину дополнительной аномалии теплового потока и гравитационный эффект теплового разуплотнения пород коры и мантии. Они вполне достаточны для уравнивания расчетных кривых с наблюдаемыми (см. рис. 3).

В целом описанный механизм разломно-магматической активизации платформы соответствует представлениям, развитым в работах В. Г. Гутермана. Для выделения его среди других близких по характеру глубинных процессов он условно назван нами механизмом мобилизации астеносферы. Отметим разную степень обоснованности двух примененных глубинных механизмов. Полиморфно-адвекционная гипотеза геосинклинального процесса в настоящее время согласована уже с большим количеством геологического и геофизического материала во многих регионах разного возраста, гипотеза мобилизации астеносферы прошла лишь первую комплексную проверку и ее разработка не может считаться завершенной, не исключены не только количественные, но и качественные изменения включенных в нее элементов.

Таким образом, представления о мантийных процессах, разработанные на основе современных знаний о составе, строении мантии и возможных в ней физических явлениях, позволяют достаточно подробно и достоверно, с привлечением численных оценок описать основные события тектономагматической истории изучаемых регионов и количественно проинтерпретировать все изученные в настоящее время физические поля. Подобный уровень согласованности расчетных и наблюдаемых фактов не достигается другими современными гипотезами глубинных процессов, поэтому накопленный в данном исследовании опыт комплексного анализа может быть использован и в других регионах с близкой геологической историей.

С. С. Красовский

Институт геофизики им. С. И. Субботина АН УССР, Киев

ПРОЯВЛЕНИЕ ДИНАМИКИ ЗЕМНОЙ КОРЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ТИПА В ГРАВИТАЦИОННОМ ПОЛЕ

Ведущая роль гравитационной дифференциации в развитии Земли признается в настоящее время многими геологами и геофизиками: В. В. Белоусовым [10—12], В. А. Магницким [49], Е. В. Артюшковым [5, 6], С. И. Субботиным и др. [62], М. Боттом [15], О. Г. Сорохтиным [58], С. А. Ушаковым [65], Н. Л. Добрецовым [26, 27] и другими, хотя конкретные модели этой дифференциации содержат дискуссионные моменты.

Разделение Земли на геосферы, как указывает В. В. Белоусов [11], особенно выделение коры из верхней мантии, нельзя рассматривать только как механический процесс — существенную роль при этом играют физико-химические процессы, содержание которых известно далеко не полностью.

Очевидно, одним из важных результатов плотностной дифференциации явилось создание таких условий в верхней мантии (а на определенных этапах при соответствующих условиях и в земной коре), при которых вещество находится в «ослабленном» состоянии — частичного плавления или, по крайней мере, квазипластичном. К настоящему времени существование астеносферы (полиастеносферы) признается большинством исследователей для всей территории Земли.

Существование ослабленных в прочностном отношении слоев внутри Земли неизбежно должно вызывать изостатическое уравнивание на таких слоях вышележащих блоков. Однако процессы гравитационной дифференциации вещества Земли протекают не равномерно, а отдельными порциями с периодическим тепломассопереносом более легкого материала из глубин Земли [10, 11]. Эту периодичность Н. А. Тихонов, Е. А. Любимова и В. К. Власов [64] объясняют эффектом зонной плавки. Реализация этого процесса в виде тектонических движений происходит в периоды возбуждения мантии [10, 12].

Таким образом, различные тектонические перестройки земной коры и верхней мантии происходят вследствие процессов гравитационной дифференциации вещества в поле силы тяжести Земли при стремлении отдельных структур и их совокупности к состоянию изостатического равновесия. Поэтому большое значение приобретает изучение отражения в гравитационном поле динамики структур земной коры и верхней мантии.

В настоящее время не вызывает сомнения то, что земной шар находится в состоянии, близком к гидростатическому равновесию. Фигура Земли близка к фигуре вращающейся жидкой планеты, т. е. почти совпадает с телом, состоящим из концентрических слоев при возрастании плотности к центру тела. В то же время совокупность геологических и геофизических данных убедительно показывает, что верхняя часть Земли, ее кора (а по многочисленным данным и верхи мантии) существенно неоднородна как по мощности, так и по плотности. Однако стремление к равновесию характерно и для этого приповерхностного слоя Земли — литосферы.

Вопросам изостазии и влиянию изостатических сил на тектонические движения уделяли внимание многие исследователи — Д. Эри, Д. Пратт, К. Э. Даттон, И. Д. Лукашевич, Г. Баррел, В. А. Хейсканен,

Ф. А. Венинг-Мейнес и др. Следует отметить исследования Е. Н. Люстиха [48, 57], сделавшего критический анализ изостатических гипотез и указавшего, что изостатические силы, как правило, являются не причиной тектонических движений, а только их регулятором. Влиянию динамики геологических процессов на характер гравитационного поля, необходимости учета предела прочности земной коры и общим вопросам изостазии большое внимание уделил В. А. Магницкий [48, 49, 65 и др.]. Важность реологического подхода к проблемам геотектоники и связь динамики вещества верхней мантии с изостатическими движениями показал Г. Джеффрис [28]. Большое значение имеют исследования М. Е. Артемьева [2, 3 и др.], не только показавшего практическую ценность изучения изостазии, но и уделяющего большое внимание ее роли в геотектонике и вопросам геологической интерпретации изостатических аномалий. Теоретические аспекты изостатических движений и механизмов, осуществляющих эти движения, изучали Е. В. Артюшков [5, 6], а также С. А. Ушаков и М. С. Красс [65, 66], В. А. Магницкий и И. А. Калашникова [50] и др. К настоящему времени имеется много работ по вычислению изостатических аномалий и их геологической интерпретации как в целом для территории СССР и зарубежных стран [2, 3, 34], так и для отдельных регионов.

При вычислении изостатических аномалий используются, как правило, формальные схемы, основанные на тех или иных гипотезах осуществления изостазии. При этом, как правило, принимается резкая граница по плотности между земной корой и верхней мантией и расчеты ведутся в предположении изменения толщины коры при ее плотностной однородности, или изменения ее плотности, или комбинированию (но одинаково для всей изучаемой территории).

В действительности, появившиеся в последние десятилетия геофизические и геологические данные свидетельствуют о более сложном распределении плотности в различных структурах, чем это предполагается используемыми схемами осуществления изостазии. Поэтому, очевидно, представляет интерес для изучения динамики земной коры рассмотрение плотностных моделей земной коры, полученных в последние годы с помощью количественных расчетов.

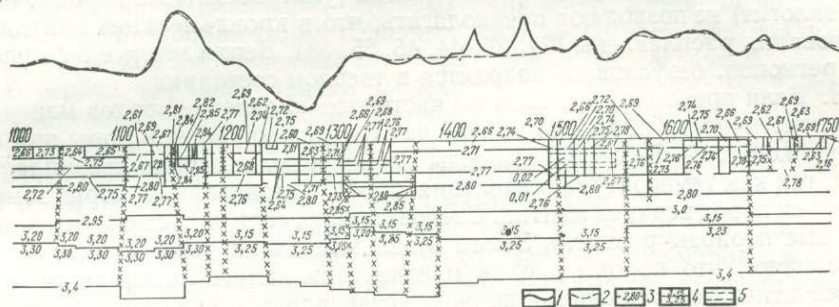
Известно, что при создании гравитационных моделей земной коры и верхней мантии в различных регионах, особенно при контрастном глубинном строении, исследователи столкнулись со многими трудностями [39, 40]. Как показывает современный опыт создания плотностных моделей [40], большинство трудностей снимается, если отказаться от традиционного представления о земной коре как об однородной или двухслойной среде, а учитывать по аналогии со скоростными моделями [20, 22, 38, 53, 57, 72, 77] градиентно-слоистое изменение плотности с глубиной [4, 23, 31, 35, 36, 39] или представлять разрез большим числом слоев с постоянной плотностью. Важно при этом существенное уменьшение плотностного контраста на разделе М (не более 0,20—0,25 г/см³) [40, 78, 85], а также представление этого раздела в виде зоны, а не резкой границы [23, 39, 40]. Скачок плотностей на границе Конрада также оказался не обязательным, во всяком случае, не более 0,1 г/см³ [39, 40, 43].

Здесь следует подчеркнуть, что совокупность геолого-петрологических материалов [9—12, 19, 26, 37, 46, 47, 55, 68, 84] показывает, что между породами земной коры и верхней мантии следует ожидать наличия не резкой границы, а зоны физико-химических преобразований мощностью минимум в несколько километров.

Пример гравитационного моделирования по методике и технологии, разработанной в Институте геофизики им. С. И. Субботина АН УССР [23,

39, 40, 43] для Украинского щита, показан на рисунке. Аналогичные работы выполнены нами в других районах Украины, на Кавказе, Прикамьи, Индийском щите и также позволили получить плотностные модели, хорошо удовлетворяющие совокупности геолого-петрологической и геофизической информации.

Применяемая методика итерационного моделирования градиентно-слоистых сред в режиме диалога «человек — ЭВМ» позволяет использовать сейсмические данные как в виде разрезов с отражающими и преломляющими границами, так и в виде изолиний скоростей, вести подбор с уточнением как геометрии, так и плотностной характеристики среды, включая зоны инверсии, учитывать трехмерность структур и наклонность отдельных контактов, изучать влияние зоны перехода от низов коры к верхам мантии, вводить любую новую информацию, изучать различные варианты модели среды.



Разрез плотностных тел по профилю ГСЗ Таганрог — Могилев-Подольский:

1 — наблюдаемая кривая Δg ; 2 — подобранная кривая V_p ; 3 — плотностные разделы без скачка ρ ; 4 — границы со скачком ρ ; 5 — области местного разуплотнения.

Для результатов с градиентно-слоистыми моделями, особенно при тщательном учете влияния приповерхностных структур, характерно отсутствие необходимости введения в разрезы значительных аномальных масс, противоречащих материалам других геофизических, геологических и петрологических исследований.

Рассмотрение плотностных моделей различных континентальных структур в разных регионах Земли показывает, что литосфера находится в состоянии, близком к изостатическому, особенно в стабильных в тектоническом отношении регионах. При этом можно предположить, что вследствие процессов, протекающих в земной коре и верхней мантии [10, 11, 18, 19, 21, 36, 37, 46, 47, 56, 68, 71, 73, 79, 84] и вызывающих перемещения глубинных масс, в структуре как земной коры, так и верхов мантии происходят изменения, которые приводят к изостатическому выравниванию отдельных блоков.

Остановимся более подробно на вопросе, где в недрах Земли может осуществляться изостатическое равновесие. Большинство исследователей, особенно придерживающихся гипотезы Дж. Эри или ведущих вычисления изостатических поправок по этой схеме, считают, что на уровне подошвы земной коры происходит изостатическое выравнивание, хотя вслед за Дж. Эри М. Е. Артемьев [2] подчеркивает, что уровень компенсации при постоянстве плотности верхней мантии может быть на любом уровне ниже раздела М. В то же время некоторые исследователи предполагают стремление к архимедову равновесию коры именно в верхней мантии (на разделе М) и делают попытки использования этой гипотезы для конкретных расчетов и суждений о типах и направленности развития земной коры [67].

В пользу стремления к изостатическому равновесию коры именно на разделе М А. Ш. Фейтельсон приводит ряд соображений, на которых мы остановимся ниже. В связи с этим отметим следующее.

1. Как указывалось, современные данные ГСЗ, гравиметрии, теплового поля [25, 40, 41, 44, 57, 78, 82] и материалы петрологии [46, 47, 55, 56, 84] о структуре и свойствах раздела между низами земной коры и верхами мантии свидетельствуют, что это в общем случае, особенно на континентах, вряд ли резкая граница. Вероятнее всего, в разрезе имеется переходный слой переменной мощности толщиной от нескольких единиц до первых десятков километров. При этом нет не только данных, но и гипотез о том, к какой части этого слоя следует относить поверхность выравнивания.

2. Термодинамические сведения о значениях T и P на глубинах расположения раздела M в большинстве регионов мира в совокупности с данными о возможном составе пород верхней мантии (ультраосновные породы, пиролит, эклогит) не позволяют предполагать, что в кровле верхней мантии эти образования расплавлены [24, 26, 44, 46, 55, 84]. Верхи мантии в большинстве регионов, безусловно, находятся в твердом состоянии.

3. Если предположить хотя бы частичное плавление верхов мантии до квазипластичности пород, то на границе с подошвой земной коры при почти одинаковых P — T -условиях породы тем более должны быть квазипластичными, так как температура плавления пород низов земной коры заметно ниже, чем пород верхней мантии. Следовательно, если допустить, что в определенные периоды развития Земли отдельные блоки разогревались до такой степени, что породы верхов мантии становились квазипластичными, то изостатическое равновесие должно устанавливаться не на разделе M , а на более высоком уровне.

Очевидно, при современном термодинамическом состоянии глубин Земли таким слоем, на котором может осуществляться изостазия, является астеносфера (полиастеносфера?), расположенная в верхней мантии. Однако в истории развития Земли были периоды, когда, по крайней мере, в отдельных регионах наблюдалось в периоды возбуждения продвижение кровли астеносферы вверх, выплавление значительных объемов пород из верхней мантии, хотя бы частичное расплавление отдельных зон в пределах земной коры (например, при гранитизации). Поэтому в отдельные этапы развития нашей планеты изостазия должна была осуществляться и на более высоких уровнях, в том числе в земной коре. Но в любом варианте поверхность M не может и не могла служить уровнем, на котором осуществляется изостатическое равновесие блоков земной коры.

Исходя из существующих представлений о гравитационной дифференциации вещества Земли и реализации этого процесса с определенной периодичностью, проявляемой особенно контрастно в периоды возбуждения астеносферы [10—12], рассмотрим отдельно аспекты этого процесса, относящиеся к гравитационной модели земной коры и верхней мантии.

При реализации процесса гравитационной дифференциации продвижение разогретого (по сравнению с вмещающими породами) вещества, с одной стороны, как указывает В. В. Белоусов [10, 11], наиболее успешно может происходить при достаточно хорошей проницаемости вышележащих образований, а с другой, — очевидно, будет более интенсивно перемещать вверх изотермы и способствовать подъему кровли астеносферного слоя. Выпускность его в связи с появлением тангенциальных растягивающих усилий под воздействием веса вышележащих и собственно астеносферных образований должна создавать обстановку растяжения, что в свою очередь усиливает проницаемость вышележащих пород и проникновение глубинных пород в эту толщу.

Исходя из современных представлений [24, 46, 55, 71, 79, 84], наиболее вероятен ультраосновный состав, возможно, с некоторым содержанием образований основного состава (пироксениты, перидотиты, пиrolиты, лерцолиты, частично эклогиты и др.) как верхов мантии, так, очевидно, и астеносферы. При этом выплавляться вверх в первую очередь могут, вероятно, более легкие дериваты. Так, если рассматривать верхнюю мантию состоящей из пиrolита [24], то это базальтоиды. Однако при дальнейшем разогреве расплавиться, по-видимому, могут и ультраосновные породы. Став в результате разогрева, а затем плавления более легкими и увеличив свой объем, они также будут стремиться вверх. Но, как указывает Б. Г. Лутц [46, 47], присутствие пиrolита в верхней мантии не обязательно, многие геохимические особенности можно объяснить, если рассматривать верхнюю мантию состоящей (сверху вниз) из шпинелевых, гранатовых и алмазонасных перидотитов. Тогда в период возбуждения можно ожидать в первую очередь расплавление шпинелевых перидотитов, а затем вследствие дальнейших преобразований выплавление основных дериватов. Установлено [24, 55, 84], что глубина образования основных магм составляет, как правило, от 50—60 км до 200 км (щелочные дериваты), т. е. ниже раздела М.

В верхах верхней мантии вследствие пониженных Р—Т-условий и повышенном окислительном потенциале образующийся расплав обеднен железом и обогащен легкими элементами и летучими компонентами, что обуславливает его всплытие к подошве земной коры. При этом следует ожидать выжимания из верхней мантии наиболее легких дериватов, образующих земную кору основного состава. Основная масса первичной коры, вероятно, анортозит-андезитового состава [84], сформировалась в раннем докембрии, а затем только дифференцировалась и перерабатывалась [27]. Непосредственно при кристаллизационной дифференциации глубинной базальтовой магмы может образоваться не более 5% кислой магмы в «сухих» условиях в неглубоких очагах [56]. Однако при наращивании достаточно мощной коры ее низы будут подвергаться все более глубоким преобразованиям под влиянием процессов прогрессивного метаморфизма с образованием и выносом вверх при достижении соответствующей температуры эвтектических расплавов с высоким содержанием SiO_2 . Так, простые реакции эклогитизации основных безоливиновых пород сопровождаются образованием до 7% кварца [56]. А за счет такого кварцевого эклогита может образоваться до 25% (в пересчете на свободный SiO_2) гранита-липарита и значительно большие количества магм среднего, дацит-андезитового состава. По мере охлаждения магма образует габбро, затем испытывает ряд превращений, образуя пироксеновый гранулит, гранатовый гранулит и эклогит с повышением плотности вещества [26, 46, 56]. При этом образование эклогитов может приводить к тому, что отдельные объемы низов коры могут стать даже тяжелее, чем верхи мантии перидотитового, а тем более пиrolитового состава.

Проникновение вверх расплавленных масс сопровождается высвобождением гравитационной энергии и дополнительной генерацией тепла [68], что может также приводить к переплавлению и частичной или полной ассимиляции вмещающих пород. Поскольку при разогреве и плавлении породы расширяются, общий объем вещества при этом будет вначале несколько возрастать, хотя объем остывающих и передающих тепло внедряющихся пород будет в это же время несколько снижаться. Если внедряющиеся в земную кору породы более меланократовые, чем вмещающие, то происходит меланократизация вмещающих пород и лейкократизация внедряющихся.

Таким образом, после завершения периода возбуждения в зависимости от интенсивности протекающих процессов вмещающие породы будут пере-

работаны в большей или меньшей степени, причем наиболее интенсивно в нижней части коры вплоть до ее полной переработки, ассимиляции и выноса более легких дериватов в верхнюю часть коры. При значительной масштабности процесса интенсивная переработка может, очевидно, захватить всю толщу коры вплоть до ее верхней части, приводя к редуцированию этой толщи.

Такая переработка земной коры должна приводить к общей ее меланократизации, постепенно уменьшающейся к верхам коры. Это, естественно, не свидетельствует о непрерывности процесса. Так, во многих впадинах, в геосинклиналях на ранних этапах их развития, образование которых можно связывать с периодами возбуждения астеносферы, уже с поверхности наблюдается развитие основного вулканизма, в том числе образование траппов и внутрипластовых интрузий. В целом, очевидно, можно предполагать закономерную тенденцию увеличения меланократовости земной коры с глубиной в регионах, где активно проявлялась реализация возбуждения астеносферы при достаточной интенсивности процесса в условиях хорошей рассеянной проницаемости литосферы.

Рассмотрим возможные гравитационные аспекты указанного процесса. Прежде всего поступление пород в блок увеличивает его массу, а следовательно, нарушает его изостатическое равновесие. Стремление к этому для блока в условиях возбуждения астеносферы и достаточно хорошей проницаемости литосферы, очевидно, должно реализоваться без особых затруднений. Можно предполагать, что в нуклеарную стадию, когда земная кора только начала образовываться и была маломощной, этот процесс приводил к наращиванию коры в первую очередь за счет внедрения основного материала.

Как указывалось выше, процесс возбуждения астеносферы, по всей вероятности, в указанных условиях приводит к обстановке растяжения, раздвигания земной коры, что также нарушает изостатическое равновесие блока.

Утяжеление блока вследствие внедрения дополнительного материала и обстановка растяжения для восстановления изостатического равновесия вызовут опускание поверхности земной коры. При этом, если поступление материала происходит с существенной переработкой низов коры, сопровождаемой подъемом раздела М, или осуществляется растяжение земной коры, под впадиной должно происходить сокращение мощности консолидированной земной коры. Если же новый материал поступает в земную кору без переработки раздела М и не сопровождается заметным расширением площади блока, то консолидированная кора должна увеличить свою мощность, и раздел М опустится с большей амплитудой, чем поверхность блока П. Возможен вариант, когда поступление материала будет изостатически компенсироваться сокращением мощности блока вследствие расширения, и мощность консолидированной земной коры останется неизменной и раздел М опустится синхронно с поверхностью П. Следует отметить, что при остывании внедрившийся материал будет уменьшаться в объеме, особенно при кристаллизации, следствием чего должно быть дополнительное опускание поверхности блока. Естественно, соотношение массы поступающего в земную кору материала может компенсироваться преобразованием раздела М за счет расширения основания блока таким образом, что глубина до раздела М от поверхности моря сохранится неизменной.

Возможны преобразования вещества верхов мантии (между разделом М и астеносферой) с увеличением плотности. В этом случае при неизменной мощности консолидированной коры должно происходить синхронное погружение как поверхности фундамента, так и раздела М.

В условиях рассеянной проницаемости и малой мощности литосферы на нуклеарной стадии наиболее вероятно возникновение кольцевых структур незначительного диаметра. По мере возрастания мощности земной коры на континентах и углубления кровли астеносферы относительно поверхности коры проницаемость литосферы ухудшалась, реализация возбуждений затруднялась и более вероятной, очевидно, становилась возможность проявления периодов возбуждения верхней мантии с поступлением материала по отдельным линейным зонам. Впрочем, такие зоны, особенно на более ранних этапах развития земной коры, могли в виде отрезков образовывать структуры различной формы. Это могут быть и кольцеподобные структуры, но, очевидно, большего размера, чем в нуклеарную стадию.

При достаточно большой мощности литосферы и плохой ее проницаемости на первом этапе возбуждения астеносферы и подъема ее кровли, а также вследствие расширения пород при их разогреве и плавлении даже без внедрения пород должно образовываться сводовое поднятие земной коры. При этом, если нет существенного массопереноса, изостатическое равновесие заметно нарушено не будет.

Следующим этапом возбуждения астеносферы в указанных условиях должно быть возникновение тангенциальных сил, приводящих к образованию линейных структур растяжения, приуроченных к центральной зоне сводовых структур. Появляется возможность внедрения глубинных пород в земную кору и ее переработки, однако эти процессы в первую очередь будут приурочены к апикальной части сводового поднятия. Они будут нарушать изостатическое равновесие блока, в результате чего, согласно описанному выше, должно произойти опускание раздела П и подъем кровли астеносферы, внедрение в ослабленную центральную зону дериватов астеносферного вещества.

Учитывая повышенную мощность земной коры и меньшую ее проницаемость, можно предполагать, что изостатическое равновесие в таком регионе реализуется для блоков больших размеров, чем в предыдущих случаях. В целом такая обстановка, очевидно, характерна для зон рифтогенеза.

При широком площадном интенсивном возбуждении астеносферы, особенно при тонкой или сокращенной мощности литосферы, можно предположить, что процесс подъема астеносферы, растяжения литосферы и ее переработки при выполнении изостатического равновесия может привести к существенной или полной «океанизации» земной коры.

После завершения активной стадии возбуждения астеносферы, кристаллизации расплавленных дериватов, снижения температуры блока, заполнения впадины водой или осадками окончательное положение всех глубинных грани должно определяться условиями изостатического равновесия. Характерным для гравитационного поля, если указанный механизм возбуждения астеносферы и стремления переработанных блоков к изостатическому равновесию справедлив, должно быть стремление к одинаковому уровню поля при одинаковой высоте наблюдений, что, как правило, четко видно в равнинных районах континентов, а также в океанах (за исключением систем островных дуг и глубоководных желобов).

Рассмотрение плотностных моделей различных впадин [16, 23, 32, 33, 40, 42, 77, 80 и др.] подтверждает реальность описанной выше схемы динамики их образования. Отметим, прежде всего, что на континентах пока не известно ни одной впадины, где бы не была сокращена мощность консолидированной коры. Хотя над большинством впадин гравитационное поле понижено, но этого недостаточно для объяснения дефицита плотности заполняющих их осадков и вод без признания сокращения мощности коры

(большей частью с инверсией по разделу М, как в Днепровско-Донецкой впадине [23] и др.) и утяжеления консолидированной коры (редуцирования вплоть до исчезновения «гранитного» слоя, по представлениям ряда исследователей). Над Донбассом, где в центральной части к поверхности выходят высокоплотностные метаморфизованные отложения карбона и наблюдается повышенное гравитационное поле, в полном соответствии с требованиями изостазии на фоне общего незначительного воздымания раздела М отмечается его углубление меньших размеров. Мощность консолидированной коры здесь существенно сокращена [42]. Такое сокращение мощности наблюдается и под многими впадинами второго порядка, например в Ферганской межгорной впадине [32].

На континентах пока неизвестно ни одного случая, где бы под впадинами не отмечалось сокращение мощности консолидированной коры. Поэтому основной причиной образования впадин на континентальном типе коры следует признать стремление к изостатическому равновесию блоков за счет ее переработки в периоды возбуждения верхней мантии. При этом в условиях растяжения и высокой проницаемости происходит преобразование низов коры, воздымание раздела М, существенное повышение основности всей земной коры вплоть до исчезновения или значительной меланократизации верхней части консолидированной коры. Анализ рифтогенов с точки зрения изложенного выше показывает, что эти структуры, также, как правило, неплохо изостатически уравновешенные, имеют много общего с впадинами. Континентальные рифты обычно проявляются достаточно глубокими впадинами, сокращенной мощностью консолидированной коры, линейными разломами и др. [34, 52, 75]. Почти повсеместно непосредственно грабеновые структуры приурочены к средней части сводового поднятия, они значительно вытянуты при незначительной ширине самих грабенов; под рифтами отмечаются зоны коромантийной смеси (или мантии с аномально пониженными значениями V_p и ρ), подъем астеносферного слоя, магматическая деятельность. При этом поднимающийся материал может преобразовать земную кору или подниматься в виде отдельных узких тел [75, 50]. Вполне вероятно, что Лохвицкий и Черниговский гравитационные максимумы в ДДВ обусловлены телами такого генезиса, а Днепровско-Донецкую впадину можно рассматривать как древнюю рифтогенную структуру.

Непосредственный разогрев блоков без подъема астеносферы приводит к увеличению объема пород. В этом случае породы верхней мантии должны несколько разуплотняться относительно смежных регионов при общем подъеме значительных территорий. Такая обстановка, очевидно, характерна для областей тектонической активизации. Так выявлено разуплотнение верхней мантии при анализе изостатических аномалий на Тянь-Шане [3].

В пределах геосинклинальных зон, очевидно, можно предположить образование нескомпенсированных впадин и прогибов, если из отдельных зон в литосфере происходит отток (выжимание) вещества в инверсионные структуры. Если при этом подошва литосферы над астеносферным слоем достаточно жесткая, то освободившееся пространство может заполняться веществом земной коры, т. е. проседать, и такая впадина не будет изостатически уравновешена.

Земная кора — продукт дифференциации верхней мантии, причем главная форма поступления материала в кору из мантии — подъем магматических расплавов [73]. Образование магм создает предпосылки для стремления вверх своего вещества. Это обусловлено тем, что одни и те же породы в пластичном и жидком состоянии значительно (до 10%) легче, чем в кристаллическом [59], а даже весьма малая разница плотностей твердой и жидкой

фаз создает эффект самовсплывания достаточно мощных линз расплава [49]. При селективном плавлении в расплавленное состояние в первую очередь переходят легкоплавкие соединения, а они в основном легче, чем в среднем исходное вещество. В настоящее время выяснено большое значение летучих и флюидов при образовании магм [16, 46, 68], пересыщение которыми при движении вверх также приводит к «облегчению» магм и способствует их подъему. Этому способствует и внутреннее давление флюидов в очагах маглообразования. Характерно, что эффузивные породы, как правило, существенно легче своих интрузивных аналогов, часто легче пород не только верхней части консолидированного фундамента, но и осадочного чехла [29, 40, 59, 69]. Известно [7, 51], что для магм, богатых летучими компонентами (фтором, водородом и др.), возможна ликвация (расщепление исходной мантийной магмы) на базальтовую и перидотитовую, особенно в верхних горизонтах земной коры вследствие снижения давления. Отметим, что контрастная базит-гипербазитовая ассоциация типична для раннеэвгеосинклинальных так называемых офиолитовых альпинотипных поясов и близких к ним океанических хребтов. С гравитационной точки зрения базальтоидам гораздо легче подниматься в самые верхние части земной коры вплоть до излияний на поверхности, внедрений в осадочный чехол в виде траппов и т. д., чем гипербазитам. Поэтому в целом для земной коры при основном и ультраосновном вулканизме должно быть характерным обогащение низов коры ультраосновными и более основными дериватами, а верхов коры — менее основными образованиями.

Общая толща мейчемитов в Сибирской платформе достигает 2500 м [17]. Однако встречаются вулканы основного и ультраосновного составов в виде дайковых комплексов или отдельных прослоев в осадочно-метаморфической толще. Следовательно, в континентальном типе коры не известны обширные площади, занятые базальтоидами, которые позволяют предполагать, что это верхняя часть сплошного «базальтового» слоя. И хотя в литературе нередко встречаются указания о выходах на поверхность консолидированного фундамента «базальтового» слоя, однако речь идет о выходах на поверхность отдельных тел или комплексов пород, которые по составу или достаточно высоким значениям $V_p = 6,5 \div 7,2$ км принимаются за проявления пород, которые должны составлять «базальтовый» слой (например, породы, метаморфизованные в гранулитовой фации). Однако нет указаний на то, что это сплошные толщи базальтоидов, слагающих всю земную кору до ее подошвы. Характерна противоположная картина: под отдельными телами «базальтоидов» бурением (Кольский полуостров) или, по данным ГСЗ (Коростенский плутон), согласованным с гравитационными материалами [14], как правило, фиксируются породы меньшей основности.

Показательно в этом отношении поведение гравитационного поля у выходов на поверхность или близко к ней тел с высокой основностью. Эти тела фиксируются локальными гравитационными аномалиями, интенсивность и морфология которых при количественных расчетах хорошо объясняется именно локальными телами, а не позволяет распространять высокоплотностные образования в виде сплошных тел на всю мощность земной коры. Это хорошо видно на примере того же Коростенского плутона [14], Голованевской структуры [23, 41], тела «Ивреа» в Альпах, базальтоидов в Крымских горах [53, 77] и других регионах [4]. Однако следует обратить внимание на то, что если бы Сибирская платформа в настоящее время была покрыта морем, то там морское бурение встретило бы «базальтовый» слой без следов гранитов, т. е. океанический тип земной коры. Данные ГСЗ также показывают, что, например, в Тунгусской синеклизе мощность земной коры

сокращена до 30 км по сравнению с величиной более 40 км в смежных регионах. Здесь важное значение приобретает анализ гравитационного поля. Как известно, в большинстве равнинных районов континентов и на океанических акваториях региональное поле в редукции Фая близко к 0, что свидетельствует о существенной изостатической уравновешенности блоков литосферы. Поэтому количественные расчеты сразу покажут, что общая мощность земной коры здесь должна быть намного больше, чем в типично океанических регионах (т. е. раздел Мохо должен быть существенно ниже, чем в океанах), или должна быть существенно уменьшена ее средняя плотность (т. е. быть легче, чем даже гранитоиды), или резко снижена плотность верхов мантии. Но в любом варианте расчеты покажут, что земная кора данного региона относится к типичному океаническому типу.

Таким образом, обнаружение пород базальтового состава, особенно образований, обладающих «базальтовыми» величинами V_p и ρ , еще не свидетельствует о регистрации действительно «базальтового» слоя земной коры.

Рассмотрим также влияние процессов прогрессивного метаморфизма на изменение плотности пород земной коры и зоны перехода к верхней мантии. Характерно, что эти процессы способствуют увеличению плотности с глубиной, так как даже при изохимическом метаморфизме от зеленосланцевой к амфиболитовой и гранулитовой фациям плотность увеличивается. Следует также учитывать, что при увеличении давления и температуры с глубиной метаморфические преобразования могут происходить с изменением химического состава при перемещении вверх флюидов, щелочей и других более легких дериватов и утяжелении метаморфизованных пород [46, 47, 51, 68].

Границы между термодинамическими условиями различных фаций метаморфизма широкие и в условиях земной коры мощность пограничных толщ свыше 10 км [21, 46, 68, 73]. Важное значение имеет состав пород. Так, плотность кислых пород в гранулитовой фации меньше, чем основных пород в зеленосланцевой [29]. Если рассматривать распределение различных метаморфических пород, видно, что они занимают широкую полосу значений — от 2,50—2,60 до 3,50—3,60 г/см³ и нигде не образуют резких скачкообразных изменений.

Таким образом, и прогрессивный метаморфизм создает градиентное нарастание плотности в земной коре с глубиной. Здесь следует отметить закономерное, хотя и незначительное нарастание плотности пород только при увеличении давления с глубиной, особенно заметном в приповерхностных условиях при возрастании P до 1—2 кбар [40, 45, 69].

Остановимся теперь на влиянии регрессивного метаморфизма, в первую очередь гранитизации. Образование гранитоидов обусловлено поступлением из верхов мантии и низов коры в земную кору флюидов, летучих и щелочей. Источником их могут быть как трансмагматические растворы [37], процессы зонной плавки [19], проницкование «газовых струй» из нижней мантии [18] при общей дегазации Земли [19], так и процессы «эклогитизации» и «базификации» пород земной коры при перемещении их на большие глубины, при их дегидратации и геохимических преобразованиях с выделением кремнезема, щелочей, воды, некогерентных элементов, летучих [21, 46, 47, 56, 84]. Одним из существенных обстоятельств является то, что в низах земной коры стабильны эклогиты, а не базальтоиды, которые при перемещении на значительные глубины будут преобразовываться в эклогиты. Процесс необратим, поскольку при этом образуется и выносятся вверх ряд легких соединений [46, 47, 56]. Следует отметить и то, что ниже определенного уровня термодинамических условий кислые породы, вовлекаемые в опускания, существовать не могут и выплавляются вверх [47]. Поскольку

указанные процессы сопровождаются выносом вверх тепла и приводят к реакциям окислительного характера, являющимся экзотермическими, вполне вероятен разогрев толщ земной коры до температур, при которых будет происходить частичное или даже полное плавление вначале отдельных слоев и тел, наиболее благоприятных по составу для реакций гранитизации и (или) сложенных наиболее легкоплавкими компонентами, а затем и больших объемов вещества.

Образование гранитоидов без плавления субстрата представить трудно, а образование кислых магм в верхней мантии невозможно [37, 46, 47]. Поэтому гранитообразование необходимо рассматривать как процесс, при котором происходит преобразование толщи пород от верхов мантии (вынос некогерентных элементов и др.), низов коры («эклогитизация»), средней части коры (прогрессивный или регрессивный метаморфизм) до верхней части коры (регрессивный метаморфизм, приводящий к гранитизации или мигматизации пород). В целом этот процесс приводит к извлечению и переносу в верхние горизонты в первую очередь наиболее легких (хотя и легкоплавких) элементов и соединений (лейкократизации) и утяжелению нижних горизонтов (меланократизации). Следует также указать, что при термодинамических условиях, характерных для земной коры, возможно поглощение воды и углекислоты мантийными оливинами и пироксенами и образование серпентинитов, т. е. более легких образований. При опускании блоков коры происходит дегидратация серпентинитов, а при выносе воды — утяжеление вещества. Очевидно, уровень между толщами, испытывающими «утяжеление» или «облегчение», зависит от интенсивности и глубины охвата коры процессами регрессивного метаморфизма, однако важно то, что и этот процесс направлен на градиентное уменьшение плотности от низов коры к ее верхней части. При этом наиболее активно гранитизация и мигматизация происходят не в самой верхней части коры, где температуры для этого слишком низкие, а на некоторой глубине с оптимальным для этих процессов термодинамическим режимом.

Возникновение такого слоя наиболее активной гранитизации внутри земной коры, очевидно, можно идентифицировать с гранито-гнейсовым слоем, предполагаемым В. В. Белоусовым [8] на глубинах порядка 10—15 км. Как известно, гранитизация характерна для инверсионных структур при обстановке сжатия [12, 51, 70]. Очевидно, при этом возможна гранитизация отдельных толщ слоистой среды верхней части коры и образование достаточно мощной толщи гранитизированных пород внутри коры при возможном выходе на поверхность отдельных наиболее лейкократовых (а следовательно, наиболее низкотемпературных) образований, приуроченных, в первую очередь, к хорошо проницаемым зонам наиболее интенсивного поступления из глубин флюидов и летучих, не израсходованных на гранитизацию нижележащих толщ, и возникновение отдельных плутонических тел. В частности, возможно, так образовывались апикальные гранитоидные массивы Екатеринбургский, Дубовский и другие, проявлялся глубинный диапиризм в приазовской части УЩ [23, 40]. Ухудшение проницаемости литосферы вследствие накопления осадочного чехла, залечивания многих каналов в литосфере в обстановке сжатия при общем охлаждении мантии после периода возбуждения приводит к созданию своеобразных ловушек, где тела гранитоидов могут существовать длительное время в состоянии полного или частичного плавления, если температура вмещающей среды выше солидуса гранитоидов. Возможно, такова природа области низких (менее 6,5 км/с) значений V_p в нижней части Карпат [57].

Таким образом, процесс гранитизации может приводить к образованию слоев с инверсией плотности (а следовательно, и скорости), выделяемых на

Украинском и Канадском щитах [22, 23, 40, 83]. Перепад, достаточно резкий скачок скоростей при этом может возникнуть на подошве такого слоя гранитизированных пород, подстилаемого не затронутыми или слабо затронутыми гранитизацией толщ земной коры. По мнению В. Б. Соллогуба и А. В. Чекунова, это могут быть породы «лунного» протофундамент. Наиболее четко такая граница может возникнуть при геологической обстановке, когда на существенно более меланократовом субстрате до процесса гранитизации образовались менее меланократовые образования (например, толща осадочных отложений на фундаменте с большим количеством меланократовых разностей пород, особенно при их метаморфизме в гранулитовой или амфиболитовой фациях, или толща осадков на базальтоидах траппового типа и др.).

Для консолидированного фундамента, в первую очередь на щитах и в областях активного орогенеза, по данным ГСЗ, часто выделяются зоны инверсии скорости со значениями последних (6,2 — 6,5 км/с), позволяющие предполагать нахождение там толщ существенно гранитизированных пород. Выделение таких зон на Украинском щите, по данным ГСЗ [25, 57], подтверждается и при моделировании гравитационного поля [23].

На более ранних этапах развития Земли, когда только начала образовываться лейкократовая часть земной коры и земная кора еще была мало мощной, в основном меланократового состава, при отсутствии или малом количестве воды и осадков, в условиях значительной проницаемости литосферы выход лейкократовых образований на поверхность земной коры был облегчен и более вероятен. Поскольку поступление вещества из глубин сопровождалось существенной переработкой пород верхней части коры, реализация этого процесса наиболее вероятна в виде воздымания гранито-гнейсовых куполов, овалов и валов. Таким образом, и на этой стадии развития и образования земной коры достаточно велика вероятность появления кольцевых структур. Очевидно, наиболее интенсивно лейкократизация может происходить в блоках, подверженных интенсивному воздействию трансмагматических глубинных растворов, или в которых интенсивно прогрессивно метаморфизованные нижние толщи коры опустились на значительную глубину и поэтому в них активнее происходит геохимическое преобразование пород земной коры. Сочетание этих условий, по крайней мере, второе из них характерно для блоков, прошедших геосинклинальную стадию развития и испытавших инверсию [12]. Таким образом, значительное опускание вещества земной коры приводит к интенсивным процессам регрессивного метаморфизма в верхах коры и эклогитизации в низах. При малых амплитудах опускания эти процессы могут не начаться или происходить весьма слабо. Такая обстановка, вероятно, может предполагаться в ДДВ. А в Донбассе, где опускание было более значительным, заметно проявление обстановки сжатия (наличие высокометаморфизованных толщ карбона) и кислого вулканизма (образование Нагольного кряжа).

В то же время при указанной схеме образования земной коры трудно представить возможность образования границы резкой смены пород лейкократового состава («гранитный» слой) и меланократового состава («базальтовый» слой), а тем более глобального распространения такой единой резкой границы. Из приведенного выше следует, что и на последующих этапах развития земной коры происходят процессы, которые приводят к образованию указанной единой глобальной границы. В то же время вполне вероятно наличие в земной коре отдельных тел, линз с повышенными свойствами, что приводит к появлению серий контрастных границ. Следует указать, что достаточно широко распространенное еще недавно мнение о том, что большие гранитные батолиты имеют глубокие корни, состоящие из основных

пород, т. е. представляют собой продукты дифференциации единых магматических очагов, не подтверждается фактическим материалом и отвергается ведущими специалистами в области петрологии [46, 47].

В земной коре, безусловно, могут быть структуры, в которых происходит резкая смена и даже чередование пород лейкократового и меланократового состава. Сюда относятся интрузивные и эффузивные тела основного состава, покрытые и подстилаемые породами существенно более лейкократового состава, и интрузивные тела гранитоидного состава, перекрытые и подстилаемые более основными породами. Такие структуры могут обуславливать инверсию как плотности, так и скорости при общей тенденции градиентного нарастания этих параметров с глубиной. Однако они, очевидно, не могут свидетельствовать о резкой глобальной границе смены пород лейкократового состава образованиями «базальтового» слоя.

Исходя из изложенного выше, можно предполагать, что на ранних стадиях образования земной коры протекание процессов регрессивного метаморфизма могло захватывать широкие площади. Однако по мере наращивания земной коры и ухудшения проницаемости литосферы проявления кислого вулканизма стали в основном приурочиваться к инверсионным структурам геосинклинального типа и орогенным. Поскольку явления регрессивного метаморфизма, воздействие ювенильных и трансмагматических растворов приводят к существенному увеличению объема вещества, то для сохранения изостатического равновесия блока его поверхность должна воздыматься, а подошва опускаться (вследствие массопереноса в блок вещества ювениальными и трансмагматическими растворами и при поступлении материала из смежных блоков). Воздыманию будет способствовать режим сжатия, приводящий к сокращению площади основания блока. Воздымание блока может происходить только в случае, если влияние увеличения объема пород блока и сокращения площади основания превалируют над приносом материала. При этом возможен вариант, когда глубина погружения блока в астеносферу не изменится (при неизменном с соседними блоками давлении), но за счет преобразования части мантийного материала в коровое объем последнего будет увеличен больше, чем сокращен объем пород в верхней мантии. В этом случае будет наблюдаться подъем поверхности блока при опускании раздела М. Безусловно, воздымание блока, особенно относительное, возможно и как компенсирующее движение при преобразовании смежных блоков, но в данной работе рассматриваются только активные перемещения.

Следует также учитывать возможность увеличения массы земной коры без существенных преобразований пород, приводящих к уменьшению плотности материала коры, например, за счет внедрений корового материала смежных блоков. В этом случае мощность земной коры увеличится, углубится раздел М (т. е. как бы образуется «корень»), однако первоначальная поверхность блока хотя и с меньшей амплитудой, тоже будет погружаться, т. е. на поверхности образуется не выступ, а впадина. Естественно, как частный случай возможно, что при воздымании поверхности блока и погружении его кровли раздел М не изменит своего положения.

При воздымании блока в инверсионных структурах, испытавших предельно прогибание, осадконакопление и содержащих близко к поверхности тела основных пород, возможен вынос таких тел вверх, а после денудации обнажение их на поверхности. При этом, если воздымание в первую очередь обусловлено сжатием основания блока, регрессивный метаморфизм и кислый магматизм могут быть незначительными, сосредоточенными только в зонах глубинных разломов, или вообще не проявятся в верхней части блока.

Учитывая, что тела интрузивных тел кислого состава и зоны активно-го преобразования вещества коры регрессивным метаморфизмом могут располагаться в верхней части земной коры, возможно воздымание отдельных блоков незначительных размеров, сопровождающееся перетеканием вещества из смежных участков и образованием компенсирующих впадин рядом с поднятым блоком. При значительной контрастности этих движений изостатическая компенсация всей мощной литосферы может осуществляться в целом для обширного блока. В этих условиях можно ожидать меньшую контрастность на глубинных уровнях (например, на разделе М), чем на поверхности. Однако и для таких структур при значительной контрастности как рельефа местности, так и гравитационного поля последнее для значительной территории также должно иметь единый уровень с полем окружающих регионов. При рассмотрении гравитационных материалов по конкретным регионам, обычно представляемых в редукции Буге, обращают внимание минимумы поля над горами. Но здесь следует учитывать, что в аномалиях Буге мы формально исключаем из поля влияние масс, расположенных над уровнем моря, что в условиях горного рельефа создает контрастное отрицательное поле. Очевидно, показательными должны быть наблюдения на одном уровне, не искаженные последующими редукциями. Действительно, рассмотрение гравитационных карт, полученных по спутниковым наблюдениям, показывает, что не только уровень поля, но и морфология над горными регионами не отличается от таковых в смежных регионах [76].

Обратим внимание еще на одно обстоятельство. Различное сочетание во времени и в пространстве процессов магматической деятельности пород разного состава, прогрессивного и регрессивного метаморфизма при реализации явлений гравитационной дифференциации вещества и стремления блоков литосферы к изостатическому равновесию приводит к тому, что в верхней части земной коры имеются проявления наиболее резко дифференцированных по плотности пород. По мере углубления наряду с общей тенденцией нарастания плотности до гораздо менее дифференцированного плотностного уровня верхов мантии благодаря усилению влияния процессов метаморфизма следует ожидать интегрирование состава пород и, следовательно, уменьшение латеральной плотностной изменчивости пород. Такая тенденция наблюдается в гравитационных моделях, где тщательно учитываются неоднородности верхней части земной коры [4, 14, 23, 40], что, в частности, видно на рисунке.

Очевидно, перестройка коры при инверсионных и орогенных движениях происходит достаточно сложно, с перемещением отдельных блоков и глыб с различной скоростью, с подъемом отдельных тел на различную высоту, с гравитационным сползанием отдельных тел по склонам образующихся поднятий и т. д. При этом вполне возможно течение материала в глубинных частях земной коры, что позволяет объяснять выполаживание сейсмических границ [73]. Очевидно, это касается и плотностных уровней. При этом важно стремление блоков к изостатическому равновесию. Действительно, как правило, под современными горными сооружениями уже давно устанавливается наличие «корней гор» [13, 20, 32, 33, 36, 70, 77, 81]. Это, вероятно, свидетельствует об образовании гор в первую очередь за счет преобразования вещества и его перемещения в пределах земной коры и зоны перехода к верхней мантии.

При анализе изостатических аномалий М. Е. Артемьев [2, 3 и др.] показал, что под горными сооружениями большей частью наблюдаются положительные аномалии, которые наиболее вероятно связывать с уплотнением вещества верхней мантии. Эти данные, очевидно, хорошо согласуют-

ся с описанными нами выше представлениями о том, что при орогенических процессах существенным является преобразование не только пород земной коры, но и вещества верхов мантии, причем из нее должны выщелачиваться и выноситься в земную кору наиболее легкие дериваты, т. е. верхи мантии должны несколько утяжелиться.

Рассмотрение последних материалов по гравитационным моделям, согласованным с сейсмическими и сейсмологическими материалами, позволяет выявить ряд новых нюансов этого общего «правила».

Оказывается, что «корни гор» не обязательно строго располагаются под самыми высокими вершинами, а могут быть смещены. При этом смещение оказывается обусловленным необходимостью соблюдения изостатического равновесия — самые глубокие корни расположены над крупными массивами плотных пород, вынесенных на поверхность, например в Динаридах [30], Андах [74], или расположенных на незначительной глубине, например тело Ивреа в Альпах [77]. Аналогичные тела можно предполагать в Крыму [53] и на Кавказе [4].

Остановимся на следующих обстоятельствах развития орогенов. Очевидно, после завершения цикла преобразования вещества в воздымающемся блоке (а также при сжатии этого блока или надвиге значительных масс пород) с определенной временной задержкой следует ожидать установления изостатического равновесия с образованием корней гор. Однако выходящие на дневную поверхность приподнятые массивы будут интенсивно денудироваться и таким образом изостатическое равновесие должно нарушаться вследствие «облегчения» инверсионного блока и, хотя и незначительного, утяжеления смежных блоков за счет денудированного материала. Все это должно приводить к стремлению восстановить изостатическое равновесие новым подъемом воздымающегося блока. Горы должны продолжать расти, т. е. по сравнению с окружающими блоками они должны продолжать воздыматься, а их корни будут при этом денудироваться. Поэтому указанный процесс должен быть весьма длительным во времени и, очевидно, дискретно повторяющимся из-за определенной жесткости сцепления пород инверсионного блока со смежными блоками, реализуемыми в виде подвижек после накопления определенной величины напряжений (индивидуальных для каждой структуры).

Таким образом, именно стремлением к изостатическому равновесию можно объяснить наблюдающееся во многих горных системах поднятие гор.

Окончательное равновесие в случае отсутствия новых глубинных процессов, приводящих к перераспределению масс внутри блоков литосферы, очевидно, устанавливается после многократных «порционных» подъемов инверсионного блока после такой степени его денудации, что последний этап денудации приводит к настолько незначительному облегчению блока, что оно из-за сцепления со смежными блоками не может реализовываться в виде очередного подъема инверсионного блока. Отметим, что если это незначительный по размерам блок и он достаточно жестко сцеплен с вмещающими блоками, то инверсионный блок должен иметь некоторую изостатическую недокомпенсированность.

Если поверхность такого блока в результате длительного процесса должна быть на том же уровне, что и смежные территории, или лишь незначительно возвышаться, то уровень глубинных структур (например, подошвы гор, отождествляемой обычно с разделом М) будет устанавливаться на различных уровнях в соответствии с требованиями сохранения изостатического равновесия. В общем случае, если земная кора в инверсионном блоке будет обладать меньшей средней плотностью, чем в смежных блоках,

то под редуцированными горами будет наблюдаться даже некоторый подъем раздела М. Однако, исходя из указанных выше геохимических процессов, приводящих к преобразованию верхней мантии и земной коры с выносом наиболее легких дериватов в верхнюю часть коры, вполне возможна такая ситуация, при которой верхняя легкая часть коры окажется денудированной, а нижняя обедненной легкими веществами вследствие выноса их вверх или существенно обогащенной тяжелыми дериватами на предшествующем инверсионному этапу прогибания. В этих случаях уровень раздела М под редуцированным инверсионным блоком будет ниже, чем в смежных блоках.

Такое сложное сочетание поверхностных и глубинных структур можно предполагать на Украинском щите [23], где в древних геосинклинальных зонах (Криворожско-Кременчугской, Одесско-Брусилловской, Орехово-Павлоградской и др.) на поверхность фундамента выходят образования повышенной плотности (железородная формация, различные утяжеленные гнейсы и др.) и наблюдаются наибольшие погружения раздела М (см. рисунок). Аналогичную ситуацию, очевидно, можно предполагать и в зоне, протягивающейся к Латоновским аномалиям в Приазовье. Такое сложное поведение раздела М фиксируется и под Уральскими горами по Свердловскому профилю ГСЗ. Здесь в Восточно-Уральском поднятии и особенно в Тагильско-Магнитогорском прогибе на поверхность фундамента выходят плотные образования (создающие локальные положительные гравитационные аномалии) и наблюдается наибольшее погружение раздела М, обладающего пониженными значениями $V_p = 7,6 \div 8,0$ км/с. Под Центрально-Уральским поднятием, где плотность выходящих к поверхности пород достигает $2,75$ г/см³, глубина залегания раздела М меньше. Самая меньшая мощность земной коры, т. е. подъем раздела М (с высокими V_p порядка $8,3$ км/с), располагается под относительным понижением интенсивности гравитационного поля и приурочено к границе Западно-Уральской внешней зоны складчатости и Предуральского прогиба [31].

Исходя из изложенного выше, можно предполагать в геосинклинальных зонах как на стадии прогиба, так и в период инверсионного цикла наряду со значительным перемещением материала по вертикали интенсивную переработку зоны перехода от земной коры к верхней мантии. Во всяком случае любая миграция вещества из верхней мантии в земную кору, и наоборот, осуществляется через эту зону. Поэтому здесь возможно сохранение более древних реликтовых признаков раздела М [22, 57] и существенная переработка вещественного состава. Очевидно, это может выражаться в увеличении мощности зоны, ее усложнении, появлении глыб с аномальными свойствами, уменьшении значений V_p и ρ вследствие разогрева, а тем более при плавлении хотя бы части материала с появлением коро-мантийной смеси, или увеличением плотности при эклогитизации. Особенно значительны эти изменения в период перестройки, но, вероятно, могут сохраняться в дальнейшем. Об этом может свидетельствовать выделяемое в гравитационных и сейсмических моделях увеличение мощности зоны перехода от земной коры к верхней мантии в Криворожской и Одесско-Брусилловской геосинклинальных зонах на Украинском щите (см. рисунок), аномальные значения V_p и ρ под Уральским орогеном.

При установлении изостатического равновесия возможны перемещения вещества не только в вертикальном, но и в горизонтальном, диагональном направлениях. Горизонтальные напряжения возникают и при наличии выступов и впадин в кровле астеносферных слоев [6]. Поэтому наряду с вертикальными перемещениями отдельных блоков возможны определенные горизонтальные, диагональные смещения и поворот отдельных блоков [62].

Условия изостатического равновесия нарушаются при заполнении впадин водой и осадками, при денудации гор и возвышенностей, т. е. при процессах, изменяющих массы (а следовательно, давление на астеносферу) блоков.

Следует обратить внимание на поведение глубинных разделов литосферы после установления изостатического равновесия в различных структурах. Прогибание поверхности вследствие заполнения впадин водой и осадочными отложениями приводит к прогибанию их глубинных границ на глубину, пропорциональную отношению плотностей вещества, заполняющего впадину, и материала астеносферы. При этом положение глубинных границ после заполнения впадины и установления изостатического равновесия будет ниже уровня, который должен был установиться при изостатическом равновесии без заполнения впадины, именно на величину суммарной мощности осадочных отложений соответствующего возраста и воды.

Если бы не осуществлялся динамический процесс изостатической компенсации, то следовало бы предположить, что, например, в Донбассе, раздел М в дорифейское время был бы выше, чем в настоящее, на 20—25 км. Это, как рассчитано нами ранее, обусловило бы повышение давления на любом глубинном уровне на 10—12 т/см² и создание в условиях равнины положительных гравитационных аномалий в несколько сот миллигалл, чего на Земле не наблюдается. Очевидно, невозможно предположить, что столь высокое положение раздела М и сокращение мощности земной коры изостатически было уравновешено глубинными факторами. Однако если бы это было так, то увеличение мощности в блоке на 20—25 км за счет осадочных отложений плотностью до 2,80 г/см³ создало бы дополнительное давление более 50 т/см², что невозможно.

Этот пример убедительно показывает, насколько велика роль динамического изостатического выравнивания блоков литосферы в истории развития Земли. Одновременно становится ясно, что в процессе преобразований литосферы глубинные разделы также изменяются, а не представляют собой границы, установившиеся когда-то в начальные периоды образования земной коры. Так, если бы раздел М после своего образования не перемещался по разрезу, то под впадинами мощность консолидированной коры должна быть толще, чем под платформами и щитами, на поверхности которых они образовались вследствие денудации поверхности фундамента на щитах и отсутствия ее во впадинах. Аналогично в орогенах наблюдалась бы противоположная картина — раздел М воздымался бы. Однако анализ гравитационных моделей показывает, что мощность консолидированной коры под впадинами сокращается, а под горными системами увеличивается.

Если для впадин после их первоначального образования характерно погружение всех глубинных границ, то для выступов и горных систем наоборот. Вследствие денудации в приподнятых блоках происходит их облегчение и подъем всех границ, в том числе денудированной поверхности блока. Поэтому для сохранения изостатического равновесия приподнятый блок будет стремиться к поднятию со все меньшей амплитудой, зависящей от соотношения плотностей денудированного материала и вещества астеносферы. Следовательно, для любой горной системы характерен режим воздымания, отстающий по амплитуде от денудации, приводящей к редуцированию «корня» гор.

Таким образом, наблюдаемое воздымание многих горных систем объясняется стремлением этих структур к изостатическому равновесию несмотря на денудацию своих вершин.

Если бы мощность земной коры до воздымания гор была такой, как и в настоящее время, то, например, под Кавказом образовался большой дефицит давления, а в гравитационном поле появились дополнительные отрицательные аномалии до 280 мгл, чего в равнинных районах не наблюдается. Если бы плотность земной коры во всех блоках была одинаковой (такое предположение часто делается при количественных расчетах, в том числе при расчете изостатических аномалий), то этот процесс неизбежно должен был бы привести к приостановлению воздымания блока тогда, когда ранее погруженные глубинные разделы не возвратились бы в свое первоначальное (до образования выступа) положение. В реальных условиях состав пород и плотность земной коры меняются как с глубиной, так и от блока к блоку. Поэтому окончательное положение глубинных разделов (в том числе Мохо) под редуцированными горами будет устанавливаться в зависимости от соотношения плотности земной коры данного и смежных блоков после завершения денудации. Такое сложное сочетание поверхностных и глубинных структур наблюдается при рассмотрении плотностных моделей на Украинском щите [23, 40, 41] и на Урале [4, 31].

На Украинском щите слой пониженных значений V_p и ρ [22, 23], вероятно, является отражением слоя гранитоидов, который в период своего образования, очевидно, имел резко пониженную вязкость по сравнению с жестким субстратом. Таким образом, он может рассматриваться как тонкий палеоастеносферный слой, и в этом случае можно, вероятно, допустить, что тяжелый Голованевский слой (см. рисунок) опустился вплоть до подошвы этого слоя, выжав гранитоиды (Кировоградский и Уманский массивы).

Из приведенного анализа следует, что различные блоки литосферы с континентальной земной корой должны стремиться к такому положению, чтобы после завершения активных процессов преобразования вещества вследствие комбинированного воздействия установления состояния изостатического равновесия, денудации возвышающихся блоков и заполнения водой и осадками впадин поверхность блоков не подвергалась существенным изменениям, а была стабильной. Очевидно, в идеальном варианте это должен быть уровень моря. Однако в связи с определенной степенью «сцепления» различных блоков между собой и инерционности процесса восстановления изостатического равновесия наиболее вероятно, что блоки с континентальной земной корой должны сохранять свое близкое к уровню моря, но слегка приподнятое положение до новых циклов преобразования вещества в глубинах данного блока или существенного изменения положения астеносферного слоя под смежными блоками. Отсюда следует, что геосинклинальные области после завершения инверсионной стадии и денудации поверхности без новых активных преобразований вещества в толще земной коры и верхов мантии должны представлять собой слегка возвышающиеся над уровнем моря пенеализированные равнинные участки. И только новые активные процессы в литосфере могут вызвать существенное изменение уровня поверхности таких блоков.

В свете изложенного остановимся еще на следующих возможных ситуациях. Если после завершения активных процессов преобразования вещества в блоке продолжается в незначительных масштабах увеличение объема блока вследствие продолжения поступления трансмагматических и ювениальных растворов и геохимических изменений, обеспечивающих увеличение объема вещества блока, превышающее привнос материала, то поверхность такого блока будет незначительно воздыматься. В результате будет происходить незначительная денудация поверхности блока, и, следовательно, отдельные континентальные блоки будут испытывать дли-

тельное постепенное воздымание при весьма незначительном возвышении над уровнем моря.

В настоящее время после работ Р. З. Тараканова и Н. В. Левого [63], обсуждаются проблемы полиастеносферного строения верхней мантии. Прежде чем рассмотреть изостатические аспекты этой проблемы, подчеркнем, что указанная структура установлена в зоне перехода от Тихого океана к Азиатскому континенту и представляет собой серию субгоризонтальных слоев, секущих зону Заварицкого — Беньофа.

Если зоны с пониженными свойствами некоторых упругих параметров рассматривать как слои повышенной пластичности, то на таких слоях возможно осуществление механизма изостатического выравнивания блоков литосферы. При этом, очевидно, любой вышележащий астеносферный слой в первом приближении может рассматриваться по отношению к нижележащему как слой, на котором осуществляется изостатическая компенсация всей лежащей выше его толщи пород (подобно уравниванию айсбергов в океанах). Поэтому отдельные блоки земной коры и верхов мантии, будучи уравновешенными на первом астеносферном слое, будут оказывать на нижележащие толщи на одинаковых уровнях одинаковое давление (например, как толща океана независимо от того, плавает ли над данным участком айсберг или нет).

Уравнивание на нижележащем слое астеносферы будет осуществляться с учетом неоднородностей твердой толщи между астеносферными слоями и гипсометрии подошвы вышележащего слоя. Поэтому, естественно, под изостатически уравновешенными структурами на каком-то астеносферном слое могут находиться плотностные весьма существенные неоднородности. Эти неоднородности (при постоянстве массы и объема и уравновешенности на нижележащем астеносферном слое или его отсутствии) никакого влияния на механизм уравнивания вышележащих структур оказывать не могут, но в то же время будут создавать неоднородности гравитационного поля.

При выклинивании вышележащего слоя или его затвердевании уравнивание на этом слое происходить не может, и все вышележащие толщи вместе с расположенными до следующего астеносферного слоя образованиями будут уравниваться на этом слое. Так, толща льда под мелким водным бассейном уравнивается на этом водном слое и не влияет на изостатические равновесия данного блока. Однако при наращивании мощности льда и промерзании воды на всю толщу лед, располагаясь уже на твердом основании земной коры, будет участвовать в изостатическом уравнивании. Такая ситуация, например, наблюдается в Антарктиде.

Реализация изостатического равновесия на любом астеносферном слое, безусловно, зависит от вязкости этого слоя и степени «сцепления» смежных блоков. Поэтому в каждом конкретном регионе она может быть неполной и осуществляться со значительной инерцией.

Проведенный краткий анализ возможностей моделирования структур земной коры в гравитационном поле и отражения динамики этих структур, однако, позволяет предположить, что образование и положение как современных, так и древних структур находится в соответствии с требованиями, предъявляемыми гравитацией. При этом необходимо признать наличие гравитационной дифференциации вещества, проявляющейся в определенные периоды возбуждения верхней мантии с помощью тепломассопереноса. Протекающие при этом магматические и метаморфические процессы приводят к преобразованиям вещества земной коры и верхней мантии. Конкретное проявление этих процессов зависит от проницаемости литосферы, термодинамических условий на различных уровнях и в раз-

ные периоды развития структур. Существенным при этом является стремление к сохранению изостатического равновесия или приобретению такого положения при нарушении равновесия. Выявленные закономерности позволяют наметить пути использования гравитационного поля и различных геофизических и геологических материалов о глубинных структурах не только для конструирования достаточно обоснованных моделей глубинного строения, но и для изучения динамики глубинных структур.

1. Алексеев А. С., Бердичевский М. Н., Ваньян А. Л. и др. Схема астеносферных зон территории СССР.— Докл. АН СССР, 1977, 234, № 4, с. 790—798.
2. Артемьев М. Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования.— М.: Наука, 1966.— 138 с.
3. Артемьев М. Е. Изостазия территории СССР.— М.: Наука, 1975.— 215 с.
4. Артемьев М. Е., Красовский С. С., Павленкова Н. И. Главные особенности гравитационной модели земной коры.— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли.— Киев: Наук. думка, 1979, с. 215—223.
5. Артюшков Е. В. Гравитационная конвекция в недрах Земли.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 9, с. 3—17.
6. Артюшков Е. В. Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ней явления.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 5, с. 18—30.
7. Баскина В. А. Ультраосновные вулканические породы.— Геология и геофизика, 1975, № 8, с. 3—19.
8. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков.— М.: Наука, 1966.— 122 с.
9. Белоусов В. В. Взаимоотношения между корой и верхней мантией Земли.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 610—629.
10. Белоусов В. В. Геотектоника.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976.— 334 с.
11. Белоусов В. В. Гравитационная неустойчивость и развитие структуры материков (попытка синтеза).— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 1, с. 53—64.
12. Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков.— М.: Недра, 1978.— 232 с.
13. Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР.— М.: Недра, 1974.— 280 с.
14. Болюбах К. А. Некоторые вопросы методики интерпретации гравитационных данных по профилю ГСЗ Шепетовка — Чернигов.— Геофиз. сб., 1976, вып. 69, с. 87—91.
15. Ботт М. Внутреннее строение Земли.— М.: Мир, 1974.— 373 с.
16. Булах Е. Г., Рожаницы В. А., Маркова М. Н. Применение метода минимизации для решения задач структурной геологии по данным гравиразведки.— Киев: Наук. думка, 1976.— 219 с.
17. Васильев Ю. Р. Проблема ультраосновных расплавов.— В кн.: Пробл. петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 19—26.
18. Велинский В. В. Дегазация вещества верхней мантии как основной фактор магмообразования.— Геология и геофизика, 1970, № 1, с. 3—18.
19. Виноградов А. П., Яроцкий А. А. О физических условиях зонного плавления в оболочках Земли.— Геохимия, 1965, № 7, с. 779—791.
20. Вольвовский И. С., Вольвовский Б. С. Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования.— М.: Сов. радио, 1975.— 268 с.
21. Геншафт Ю. С. Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрологии.— М.: Наука, 1977.— 207 с.
22. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Трипольский А. А. и др. Глубинное строение Украинского щита по сейсмическим данным.— В кн.: Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев: Наук. думка, 1977, с. 42—52.
23. Красовский С. С., Койфман Л. И., Корневич К. А., Куприенко П. Я. Градиентно-слоистые плотностные модели глубинных структур на Украинском щите и Днепровско-Донецкой впадине.— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли.— Киев: Наук. думка, 1979, с. 115—121.
24. Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и применение результатов этого изучения в петрологии.— В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 9—77.
25. Давыдова Н. И. Изучение тонкой структуры области перехода от коры к мантии.— М.: Наука, 1977.— 163 с.
26. Добрецов Н. Л. Гравитационно-геохимическая дифференциация Земли.— Геология и геофизика, 1977, № 4, с. 3—8.
27. Добрецов Н. Л. Некоторые петрологические и геологические аспекты строения астеносферы.— В кн.: Пробл. петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 93—102.

28. *Джеффрис Г.* Земля, ее происхождение, история и строение. М. : Изд-во иностр. лит., 1960.— 484 с.
29. *Дортман Н. Б.* Петрофизика формаций кристаллических пород.— В кн.: Геофизические исследования при геологическом изучении территории СССР. Л., 1977, с. 41—48 (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 240).
30. *Драгашевич Т.* Результаты комплексного исследования земной коры в Югославии.— В кн.: Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев : Наук. думка, 1977, с. 185—193.
31. *Друзинин В. С., Рыбалка В. М., Соболев И. Д.* Связь тектоники и магматизма с глубинным строением Среднего Урала по данным ГСЗ.— М. : Недра, 1976.— 156 с.
32. *Земная кора и верхняя мантия Средней Азии.*— М. : Наука, 1977.— 211 с.
33. *Беляевский Н. А., Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С. и др.* Земная кора основных тектонических структур запада СССР (по профилю Черное море — Карское море).— В кн.: Геофизические исследования земной коры. М. : Недра, 1976, с. 48—58.
34. *Зорин Ю. А.* Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий.— М. : Недра, 1971.— 168 с.
35. *Колчин Г. И., Хрычев Б. А.* Использование данных ГСЗ при интерпретации материалов гравиметрии.— Разведочная геофизика, 1976, вып. 72, с. 128—131.
36. *Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В., Кулик С. Н. и др.* Комплексная геофизическая модель Восточных Карпат.— Геофиз. сб., 1978, вып. 83, с. 3—17.
37. *Коржвинский Д. С.* Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме.— В кн.: Кора и верхняя мантия. М. : Наука, 1968, с. 69—74.
38. *Косминская И. П., Павленкова Н. И.* Волновые поля и модели коры.— В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование. Алма-Ата, 1973, с. 83—92.
39. *Красовский С. С.* О принципах расчета гравитационной модели земной коры континентального типа.— В кн.: Гравитационная модель земной коры и верхней мантии. Киев : Наук. думка, 1977, с. 5—20
40. *Красовский С. С.* Моделирование в гравитационном поле структур земной коры и верхней мантии.— М. : ОЦНТИ ВИЭМС, 1978.— 80 с.
41. *Красовский С. С., Кутас Р. И.* Сравнение гравитационной и тепловой модели Украинского щита по профилю ГСЗ Могилев-Подольский — Таганрог.— Геофиз. сб., 1978, вып. 81, с. 10—12.
42. *Красовский С. С., Коньков Г. Г., Бурьянов В. Б.,* Геологічна інтерпретація геофізичних матеріалів.— Киев : Наук. думка, 1973.— 167 с.
43. *Красовский С. С., Старостенко В. И.* Об опыте моделирования гравитационного поля (по данным глубинного сейсмического зондирования).— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев : Наук. думка, 1971, с. 143—146.
44. *Кутас Р. И.* Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры.— Киев : Наук. думка, 1978.— 140 с.
45. *Лебедев Т. С.* Физические свойства пород литосферы в условиях больших глубин.— В кн.: Проблемы физики Земли на Украине. Киев : Наук. думка, 1975, с. 98—118.
46. *Луцц Б. Г.* Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии.— М. : Наука, 1974.— 304 с.
47. *Луцц Б. Г.* Химический состав континентальной коры и верхней мантии.— М. : Наука, 1975.— 168 с.
48. *Лястих Е. Н.* Изостазия и изостатические гипотезы.— Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1957, № 38 (165), с. 87—89.
49. *Магницкий В. А.* Внутреннее строение и физика Земли.— М. : Недра, 1965.— 379 с.
50. *Магницкий В. А., Калашикова И. В.* Проблема фазовых переходов в верхней мантии и ее связь с развитием земной коры.— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев : Наук. думка, 1971, с. 183—191.
51. *Маракушев А. А.* Некоторые вопросы петрогенезиса в свете теории флюидно-магматического взаимодействия.— В кн.: Пробл. петрологии земной коры в верхней мантии. Новосибирск : Наука, 1978, с. 65—83.
52. *Милановский Е. Е.* Рифтовые зоны континентов.— М. : Недра, 1976.— 279 с.
53. *Павленкова Н. И.* Волновые поля и модель земной коры.— Киев : Наук. думка, 1973.— 213 с.
54. *Павленкова Н. И., Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В.* Обобщенная геофизическая модель земной коры некоторых геоструктур Украины.— Геофиз. сб., 1974, вып. 62, с. 16—29.
55. *Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев И. В.* Типы верхней мантии.— В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск : Наука, 1975, с. 235—240.
56. *Соболев В. С., Соболев Н. В.* Проблема двухэтапного формирования земной коры.— Докл. АН СССР, 1975, 221, № 2, с. 435—438.
57. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В.* Глубинное строение и эволюция земной коры.— В кн.: Проблемы физики Земли на Украине. Киев : Наук. думка, 1975, с. 118—142.
58. *Сорохтин О. Г.* Глобальная эволюция Земли.— М. : Недра, 1974.— 184 с.

59. *Справочник физических констант горных пород* / Под ред. С. Кларка мл.— М. : Мир, 1969.— 543 с.
60. *Старостенко В. І.* Аналітичний розв'язок прямої задачі гравіметрії для тіла складної форми у випадку лінійної зміни надлишкової густини з глибиною.— Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1968, № 6, с. 533—537.
61. *Страхов В. Н.* Про умови однозначного визначення границь поділу двовимірних шаруватих середовищ за даними гравітаційних спостережень.— Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1975, № 12, с. 1085—1088.
62. *Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш.* Мантия Земли и тектогенез.— Киев : Наук. думка, 1968.— 174 с.
63. *Тараканов Р. З., Левый Н. В.* Полиастеносферная модель верхней мантии Земли по сейсмологическим данным.— Докл. АН СССР, 1967, 176, № 3, с. 571—574.
64. *Тихонов А. Н., Любимова Е. А., Власов В. К.* Об эволюции зон плавления в термической истории Земли.— Докл. АН СССР, 1969, 188, № 2, с. 338—341.
65. *Ушаков С. А.* Строеение и развитие Земли.— М. : ВИНТИ, 1974.— 269 с.
66. *Ушаков С. А., Красс М. С.* Процессы изостазии и проблемы геомеханики.— В кн.: Изостазия. М. : Наука, 1973, с. 11—26.
67. *Файтельсон А. Ш.* Архимедово равновесие земной коры.— В кн.: Изостазия. М. : Наука, 1973, с. 44—49.
68. *Добрецов М. Л., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В.* Фации регионального метаморфизма высоких давлений.— М. : Недра, 1974.— 328 с.
69. *Воларович М. П., Баюк Е. И., Левыкин А. И., Томашевская И. С.* Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях.— М. : Наука, 1974.— 223 с.
70. *Хайн В. Е.* Региональная геотектоника.— М. : Недра, 1971.— Т. 1. 548 с.
71. *Хитров Н. И.* Экспериментальные исследования вещества в условиях высоких температур и давлений в связи с проблемой изучения земной коры и верхней мантии.— В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М. : Изд-во Моск. ун-та, 1975, вып. 2, с. 7—17.
72. *Чекунов А. В.* Строеение земной коры и некоторые вопросы тектоники юга Европейской части СССР.— Киев : Наук. думка, 1972.— 174 с.
73. *Эз В. В.* Тектоника глубинных зон континентальной земной коры.— М. : Наука, 1976.— 167 с.
74. *Case J. E., Barnes J., Gabriel P. Q., Humberto Consales J.* Trans-Andean Geophysical profile, Southern Colombia.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, 84, N 9, p. 2895—2903.
75. *Fairhead J. D.* The structure of the lithosphere beneath the Eastern rift, East Africa, deduced from gravity studies.— Tectonophysics, 1976, 30, N 3/4; p. 269—298.
76. *Gaposchkin E. N., K. Lambek.* Earth's gravity field to sixteenth degree and station coordinates for satellite and terrestrial data.— J. Geophys. Res., 1971, 76, p. 4855—4883.
77. *Giese P., Morelly C.* Crustal structure in Italy.— Struct. Model of Italy, Roma. CNR, 1975, p. 453—489.
78. *Goodacre A. K.* Generalized structure and composition of the deep crust and upper mantle in Canada.— J. Geophys. Res., 1972, 77, N 17, p. 3146—3161.
79. *Green D., Liebermann R.* Phase equilibria and elastic properties of a pyrolite model for the oceanic upper, qntle.— Tectonophysics, 1976, 32, N 1—2, p. 61—92.
80. *Jacoby W. R.* Velocity-density systematics from seismic and gravity data.— Veröff. Zentralinst. Rhys. Erde, 1975, N 31, T. 2, p. 323—333.
81. *Kono M.* Gravity anomalies in East Nepal and their implications to the crustal structure of the Himalayas.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1974, 39, N 2, p. 283—299
82. *Meissner R.* Exploring Deep Interfaces by Seismic Wide Angle Measurements.— Geophys. Prosp., 1967, 15, N 4, p. 598—617.
83. *Meren R. F., Majumdar S. C., White R. E.* The structure of the crust and upper mantle uder the highest ranges of the Canadian Rockies from a seismic refraction survey.— Can. J. Earth Sci., 1977, 2, p. 196—208.
84. *Ringwood A. E.* Composition and Petrologie of the Earth's Mantle.— McGraw-Hill Book Company, 1975.— 618 p.
85. *Vyskoil V.* Comments on the manifestation of the deep structure of Czechoslovakia in the anomalous gravity field.— Geofis. sb. Praha, 1972, 20, N 365, p. 127—139.

З. А. Крутиховская, И. К. Пашкевич, И. М. Силина

Институт геофизики им. С. И. Субботина АН УССР, Киев

СВЯЗЬ ДЛИННОВОЛНОВЫХ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ УКРАИНСКОГО ЩИТА С ГЛУБИННЫМ СТРОЕНИЕМ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Исследования аномального магнитного поля, выполненные в последние годы на Украинском [8, 19] и Канадском [18] щитах, позволили сделать вывод о связи длинноволновых аномалий ($60 < \lambda < 400$ км) со строением коры и верхов мантии и больших перспективах привлечения магнитного поля для решения задач глубинной геологии.

Не случайно эти результаты получены по щитам. Неглубокое залегание докембрийского фундамента и данные о распределении в нем намагниченных тел делают возможной оценку эффекта высокочастотных аномалий и надежности выделения компоненты магнитного поля, относящейся к глубинным зонам коры.

Однако многие вопросы интерпретации длинноволновых магнитных аномалий вследствие общеизвестной неоднозначности решения обратной задачи магниторазведки продолжают оставаться дискуссионными. Поэтому для объяснения природы этих аномалий необходимо использовать комплекс геофизических и геологических данных.

С этой целью ниже обсуждается связь региональных магнитных аномалий (РМА) с тектоникой щита и рельефом поверхности М, по данным ГСЗ, с намагниченностью верхней и нижней частей земной коры, с региональным гравитационным полем и распределением температур в земной коре.

Первой важной особенностью РМА является тесная связь их с блоковым строением щита. Украинский щит (рис. 1) состоит из шести мегаблоков и трех межблоковых шовных зон [6] с геологическим строением, характерным для смежных мегаблоков. В каждом мегаблоке встречается РМА положительного или отрицательного знака. Большей частью аномалии тяготеют к краевым частям щита, при этом положительные аномалии западной части щита территориально совпадают с «гранулитовым поясом», по И. Б. Щербакову [17], окаймляющим его с запада, юго-запада и частично с юга.

Отмечаются различные соотношения РМА с глубинными разломами мантийного заложения, ограничивающими мегаблоки. В одних случаях (РМА № 1, 4) разломы фиксируются в исходном и региональном магнитном поле, а региональные аномалии не выходят за пределы мегаблока и полностью совпадают с блоками второго порядка. В других случаях (РМА № 2) аномалия занимает центральную часть блока второго порядка, не выходит за его пределы, а разломы, ограничивающие блок, фиксируются в наблюдаемом поле. Разновидностью этого случая являются РМА № 3 и 5, которые переходят в межблоковые зоны (РМА № 3), либо даже в соседние мегаблоки (РМА № 5). Разломы, ограничивающие мегаблоки, в этом случае проявляются только в наблюдаемом магнитном поле.

Отрицательные региональные аномалии четко фиксируют блоки второго порядка, как правило, активизированные в платформенный этап. Как и положительные аномалии, они в некоторых случаях выходят в межблоковые зоны.

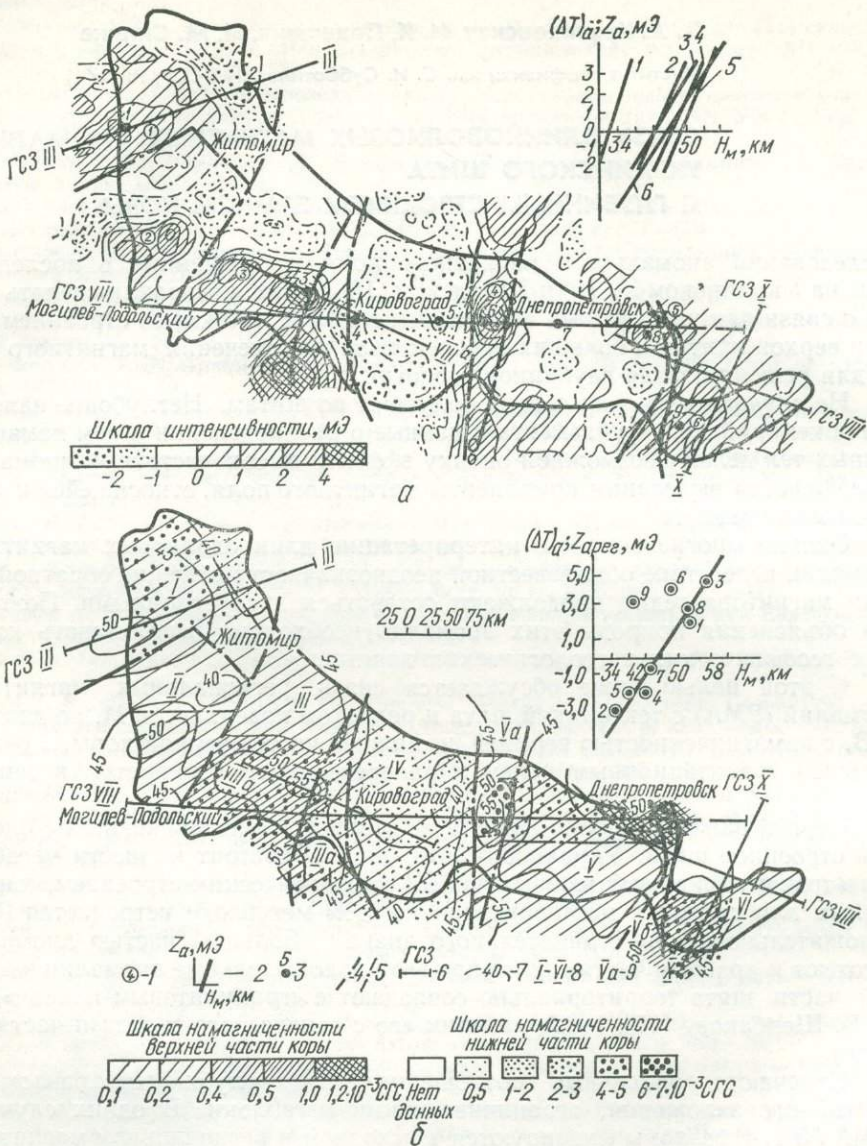


Рис. 1. Региональные магнитные аномалии Украинского щита (а); схема прогноза рельефа поверхности М по региональному магнитному полю и соотношение намагненченности верхней и нижней частей коры (б):

1 — региональные магнитные аномалии: 1 — Новоград-Волинская; 2 — Винницкая; 3 — Гайсинская; 4 — Западно-Ингулецкая; 5 — Синельниковская; 6 — Западно-Приазовская; 2 — графики зависимости интенсивности магнитного поля от толщины коры: 1 — Канадский щит; 2 — Балтийский щит; 3-6 — Украинский щит (профили ГСЗ, III, VIIIa и VIII); 3 — точки, в которых использованы глубины до раздела М для корреляции с региональной составляющей магнитного поля; 4 — глубинные разломы, отделяющие мегаблоки; 5 — разломы более высоких порядков; 6 — профили ГСЗ; 7 — линии изоглубин раздела М (в км); 8 — мегаблоки Украинского щита: I — Волинский; II — Подольский; III — Белоцерковско-Одесский; IV — Кировоградский; V — Приднепровский; VI — Приазовский; 9 — межблоковые шовные зоны: IIIa — Голованевская; Va — Западно-Ингулецкая, Vb — Орехово-Павлоградская.

Глубинные разломы, проявляющиеся в исходном и региональном поле, по всей вероятности, являются самыми древними разрывными структурами щита.

Описанные различия в тектоническом положении РМА связаны с историей развития и формирования блоковой структуры Украинского щита. Положительные региональные аномалии в мегаблоках, характеризующихся определенным составом формационных типов, метаморфизмом, возрастом слагающих пород, складчатыми структурами и тектонической активизацией свидетельствуют о гетерогенности древнейшей коры в их пределах во всем ее разрезе. Последнее, вероятно, послужило основой для образования блоков второго порядка. Как показано ниже, неоднородность докембрийского фундамента, обнаруживаемая в аномалиях регионального магнитного поля, тесно связана с толщиной земной коры.

На рис. 1, а показана зависимость интенсивности РМА Z_a от толщины коры H_m для различных регионов Украинского (по профилям ГСЗ), Канадского и Балтийского щитов. Полученные данные указывают на глобальный характер закономерности и возможность использования выявленной статистической связи Z_a и H_m для прогноза толщины коры. С этой целью была использована зависимость Z_a от H_m для Украинского щита. Она была получена по ряду точек с экстремальными значениями магнитного поля (рис. 1, а; точки 1—9), которые сравнительно равномерно расположены на территории щита.

Соответствующий корреляционный график (коэффициент корреляции равен $0,97 \pm 0,05$) * изображен на рис. 1, б, а полученное уравнение регрессии

$$H_m = 45,40 + 0,024 Z_a$$

использовано для оценки толщины коры с доверительными пределами $\pm 2,9$ км. Схема рельефа поверхности Мохо, построенная с использованием приведенного выше уравнения регрессии [9], приведена на рис. 1, б. Естественно, для форм рельефа поверхности М характерны закономерности, связывающие РМА с тектоникой докембрийского фундамента — резкие изменения рельефа поверхности М, как правило, ограничены глубинными разломами мантийного заложения, разделяющими мегаблоки или блоки второго порядка. Сопоставление форм рельефа поверхности Мохо, приведенных на рис. 1, б, с рельефом раздела М по сейсмическим данным [16] указывает на существенные отличия в простирании изоглубин, хотя в пределах профилей ГСЗ значительных противоречий в оценках глубин с сейсмическими данными не обнаруживается. Исключение составляет упомянутая выше Западно-Приазовская аномалия, однако профили ГСЗ располагаются лишь в краевых ее частях.

Таким образом, для всех площадей положительных РМА характерна повышенная толщина коры, достигающая 50—55 км, наиболее интенсивные отрицательные РМА соответствуют минимальной толщине коры — менее 40 км.

Установленная статистическая связь РМА с мощностью коры древних щитов требует исследования ее природы. С этой целью проверялись две гипотезы: об однородно-намагниченном слое переменной мощности в низах коры и гипотеза о повышенной намагниченности коры в блоках ранней консолидации за счет преобладания в них метаморфизованных вулканических и глубинных пород.

* При вычислении уравнения регрессии не учитывалась точка 9, расположенная на Западно-Приазовской региональной аномалии, для которой связь Z_a и H_m отсутствует. С учетом этой точки уравнение регрессии имеет вид $H_m = 44,44 + 0,020 Z_a$; $r = 0,76$.

Анализ намагниченности верхней коры по экспериментальным данным с последующей оценкой вклада ее в региональную компоненту и результатов непосредственной интерпретации последней позволил отдать предпочтение второй гипотезе. Соотношения намагниченности верхней и нижней коры приведены на рис. 1, б. Оказалось, что все области положительных региональных аномалий, за исключением Новоград-Волинской, обладают повышенной средней намагниченностью верхней коры относительно смежных областей, хотя эта намагниченность не объясняет интенсивности РМА. Этот факт доказывает существование глубинных источников РМА. Такой же вывод был получен в результате решения прямой задачи от суммы поверхностных источников по отдельным профилям, пересекающим РМА. Выявилась важная закономерность в распределении намагниченности пород фундамента, свидетельствующая о тесной связи поверхностной геологии с глубинным строением земной коры. Метаморфические породы, развитые в зонах положительных РМА, представлены преимущественно архейскими амфибол-биотитовыми, пироксен-амфиболовыми, пироксен-плагиоклазовыми гнейсами и мигматитами, чарнокитами и основными кристаллическими сланцами, которые по химическому составу отвечают глубоко метаморфизованным изверженным породам основного состава. Все эти породы обладают повышенным содержанием ферромагнетиков (главным образом магнетита), для них характерна высокая степень регионального метаморфизма, отвечающая условиям гранулитовой фации. Часто эти породы образуют скиалиты среди гранитоидов, гранодиоритов и диоритов, которые также отличаются высоким содержанием магнетита и являются большей частью продуктами гранитизации пород основного состава.

Из рис. 1, б видно, что областям повышенной намагниченности докембрийского основания соответствуют блоки повышенной намагниченности нижней коры. Эта намагниченность оценивалась с помощью интерпретации региональных магнитных аномалий по профилям ГСЗ. Поскольку при интерпретации вклад поверхностных источников не учитывался, приведенные на рисунке значения намагниченности представляют, очевидно, верхний возможный ее предел.

Все описанное выше свидетельствует о существовании блоков повышенной намагниченности во всем объеме коры и служит первым доказательством латеральной неоднородности нижней коры Украинского щита. Учитывая возраст пород в блоках повышенной намагниченности и их преимущественно первичное интрузивное происхождение, можно предположить, что эти блоки представляют ядра структур раннеархейской стабилизации, а характерная для них увеличенная толщина коры является результатом ее изостатического уравнивания.

Основанием для такого предположения служит существование прямой связи между намагниченностью и плотностью для преобладающего большинства метаморфических и магматических пород, установленной нашими исследованиями для Украинского щита [10] и исследованиями Н. Б. Дортман для магматических формаций СССР [5]. Современные данные о преимущественно метаморфическом составе коры дают основание полагать, что прямая связь между плотностью и намагниченностью сохраняется и в условиях нижней коры, хотя, возможно, и не на всю ее мощность. Однако эта связь не является универсальной и отражает неоднородный состав земной коры. Так, среди высокометаморфизованных и интрузивных пород, характерных для нижней части коры, отмечаются разновидности плотных и немагнитных пород типа эклогитов и пироксенитов. Существует исключение и другого рода — высокой намагниченностью и пониженной плотностью обладают серпентиниты, по термодинамическим условиям существо-

вания характерные для средней части коры. Типичными представителями «базальтового» слоя Б. Г. Лутц [13], например, считает пироксен-плагиоклазовые сланцы Алданского и Анабарского щитов, обладающие повышенной плотностью и намагниченностью.

Таким образом, наличие магнитных и соответственно плотных пород в низах коры, связанных с прогибами поверхности М, позволяет предположить, что расчлененный рельеф этой поверхности сформировался в процессе изостатического уравнивания земной коры — погружения «тяжелых»* блоков и подъема «легких». Изначально «тяжелые» архейские блоки, сохранившиеся в виде крупных останцов пород, метаморфизованных главным образом в гранулитовой фации, в процессе последующего гранитоидного магматизма и денудации «облегчались» и стремились к новому, более высокому положению изостатического равновесия. Согласно М. Е. Артемьеву, изостатическое равновесие на 65—70% территории Земли осуществляется вследствие изменения положения границы М [1]. Мы полагаем, что этот процесс зафиксирован на сейсмических разрезах в виде многочисленных отражающих площадок в мантии. Такие площадки (дубликаты Мохо по В. Б. Соллогубу, А. В. Чекунову, 1975) представляют следы разных этапов уравнивания коры. Об этом свидетельствует низкий коэффициент корреляции между региональными гравитационными и магнитными аномалиями и результаты интерпретации гравитационного поля [2, 7, 11, 14]. Проведенные исследования показали, что источники гравитационных аномалий располагаются преимущественно в верхнем слое земной коры и распространяются примерно до глубин 10—16 км. Изостатически уравновешенное состояние коры древних щитов, судя по опубликованным данным [14, 15], является широко распространенным и говорит о связи вертикальных движений блоков с процессами физико-химической переработки земной коры и верхней мантии.

Из рассмотрения соотношения гравитационных и положительных магнитных аномалий Украинского щита (рис. 2) следует, что прямая корреляция этих аномалий отмечается только для Западно-Приазовской РМА. Наличие плотных и магнитных пород архейского возраста в докембрийском фундаменте в сочетании с глубинной магнитной (а следовательно, и плотностной) неоднородностью и подъемом поверхности М по данным ГСЗ позволяет предположить отсутствие изостатической компенсации коры этого региона.

Во всех остальных случаях для каждой положительной РМА характерны свои соотношения с гравитационным полем. Частично эти соотношения объясняются тем, что гравитационные аномалии, тонко реагирующие на петрографические неоднородности верхней части коры, в пределах РМА могут быть отрицательными за счет гранитизированных пород. В то же время гранитизация в ряде случаев может приводить к повышению намагниченности пород.

Рассмотренные выше связи РМА и гравитационного поля с мощностью земной коры предполагают в качестве нижнего ограничения намагниченного слоя коры поверхность М. Однако естественной границей потери магнитных свойств горными породами являются изотермическая поверхность Кюри ферромагнитных минералов. Анализ связи магнитного поля с распределе-

* Под «тяжелыми» здесь понимаются блоки, отличающиеся от «тяжелой коры» зеленокаменных поясов, по определению Г. Я. Голидры [3, 4]. К зеленокаменным поясам в общегеологической терминологии могут быть отнесены структуры Приднепровского блока, сложенные метабазами, которые залегают на древнем гранитоидном фундаменте и приурочены к подъемам поверхности М. В отличие от рассматриваемых нами «тяжелых» блоков такие зеленокаменные пояса не создают региональных магнитных аномалий.

нием температур в земной коре был выполнен с использованием данных Р. И. Кутаса [12] и В. В. Гордиенко.

Результаты этих двух исследователей основаны на одних исходных данных о тепловом потоке щита, однако при расчете температур были приняты разные величины мантийного потока. Эти отличия привели к различным представлениям о дифференцированности рельефа изотермических поверхностей в разрезе земной коры, особенно в верхней мантии (рис. 3). Колебания температур на поверхности Мохо по этим двум источникам очень близки: 320—540° по Р. И. Кутасу и 350—575° по В. В. Гордиенко.

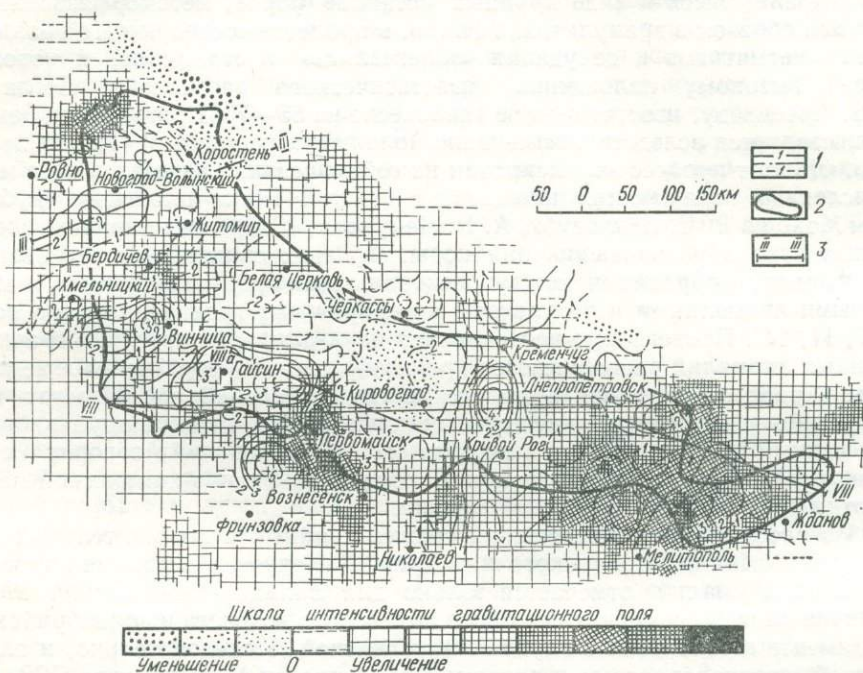


Рис. 2. Сопоставление региональных магнитных и гравитационных аномалий Украинского щита:

1 — изолинии Z_a и $(\Delta T)_a$, мЭ; 2 — условная граница Украинского щита; 3 — профили ГСЗ

Оба варианта распределения температур в разрезе коры предполагают положение изотермической поверхности Кюри магнетита повсеместно ниже поверхности Мохо. Такие термические условия позволяют сделать допущение о намагниченности не только низов коры, но и верхней части мантии. С целью проверки этого положения изучена корреляционная связь региональной составляющей с глубиной изотермической поверхности Кюри магнетита по профилю ГСЗ VIII. Выяснилось, что эта связь значительно слабее, чем с глубиной до поверхности Мохо и существенно отличается для разных вариантов распределения температур.

При современной точности определения температур на больших глубинах нельзя однозначно решить вопрос о намагниченности верхней мантии, однако полученные данные с большей вероятностью говорят о сосредоточении магнитных масс в объеме земной коры. Установленная корреляция регионального магнитного поля и толщины коры Украинского и других докембрийских щитов позволяет на данном этапе принять в качестве рабочей гипотезы ограничение намагниченной толщи поверхностью М.

Таким образом, в результате изучения региональной составляю-

щей аномального магнитного поля Украинского щита можно сделать следующие основные выводы.

1. Региональные магнитные аномалии Украинского щита с длиной волны $60 < \lambda < 300$ км отражают неоднородность состава и толщину земной коры, что дает возможность прогнозировать формы рельефа ее основания.

2. Намагниченность нижней коры неоднородна и в основном значительно превышает среднюю намагниченность верхней части. Аномально высокая намагниченность во всем разрезе коры наблюдается в зонах ее утолщения, сложенных на поверхности фундамента продуктами метаморфизма и гранитизации наиболее древних пород главным образом основного состава.

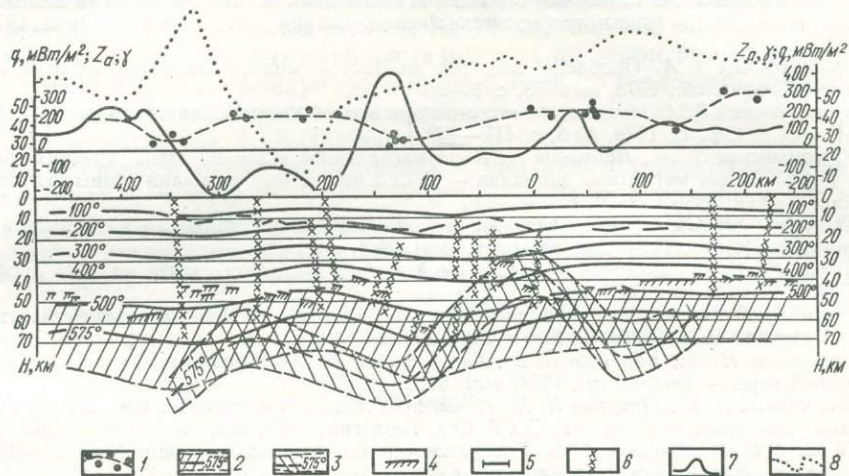


Рис. 3. Распределение температур в разрезе земной коры Украинского щита. Геотермический профиль Таганрог — Голованевск (ГСЗ VIII) по данным Р. И. Кутаса, 1977; ГСЗ по В. Б. Соллогубу, А. В. Чекунову, 1975:

1 — значения теплового потока, мВт/м²; изотермы (в °С) и точность оценки температур; 2 — по Р. И. Кутасу, 3 — по В. В. Гордиенко (устное сообщение); 4 — граница М; 5 — сейсмические границы в земной коре; 6 — глубинные разломы; 7 — кривая региональной компоненты аномального магнитного поля; 8 — кривая силы тяжести.

Наиболее низкой намагниченностью характеризуются блоки с тонкой корой, представленные в верхней части преимущественно породами кислого состава, парагнейсами, а также плутонами габбро-анортозитов и гранитов рапакиви и имеющие, по-видимому, андезито-анортозитовый состав нижней коры.

3. Региональные магнитные максимумы фиксируют ядра структур самой ранней консолидации земной коры.

4. Тесная связь между намагниченностью нижней и верхней коры отражает процессы взаимодействия коры и верхней мантии.

5. Выявленная связь между мощностью коры и ее намагниченностью, с одной стороны, и между намагниченностью и плотностью, с другой — дает основание полагать, что расчлененный рельеф поверхности М сформировался в процессе изостатического уравнивания земной коры.

Анализ материалов по Украинскому, Балтийскому и Канадскому щитам приводит к выводу, что земная кора этих структур, вероятно, подчиняется общим закономерностям.

1. Артемьев М. Е. Некоторые вопросы изостазии территории СССР: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М., 1972.— 21 с.
2. Бурьянов В. Б., Красовский С. С., Куприенко П. Я. и др. Моделирование гравитационного поля структур земной коры Украинского щита по VIII профилю ГСЗ.— В кн.:

- Гравитационная модель земной коры и верхней мантии. Киев: Наук. думка, 1977, с. 77—93.
3. Голыздра Г. Я. Об оценках качественного характера при изучении изостазии равнинных областей.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978, № 11, с. 16—25.
 4. Голыздра Г. Я., Тяпкина Н. И. Использование магнитного поля при изучении структуры земной коры Украинского щита.— Геофиз. сб., 1972, вып. 49, с. 75—79.
 5. Дортман Н. Б. Влияние термодинамических условий образования магматических пород на их магнитную характеристику.— В кн.: Магнитные аномалии земных глубин. Киев: Наук. думка, 1976, с. 95—105.
 6. Каляев Г. И., Крутиховская З. А., Рябенко В. А. и др. Тектоника раннего докембрия Украинского щита.— В кн.: Материалы Всесоюзного совещания «Тектоника раннего докембрия», 1979, с. 10—20.
 7. Крутиховская З. А. Глубинное строение и прогнозная оценка Украинской железорудной провинции (по данным геофизических исследований).— Киев: Наук. думка, 1971.— 280 с.
 8. Крутиховская З. А. Проблема создания магнитной модели земной коры древних щитов.— Геофиз. сб., 1976, вып. 73, с. 3—28.
 9. Крутиховская З. А. Новые данные о строении земной коры Украинского щита.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1979, № 6, с. 417—422.
 10. Крутиховская З. А., Пашкевич И. К. Намагниченность земной коры древних щитов и региональные магнитные аномалии.— В кн.: Магнитные аномалии земных глубин.— Киев: Наук. думка, 1976, с. 108—126.
 11. Курьянов Г. К. Отражение складчатой тектоники Украинского щита в магнитном и гравитационном полях.— Сов. геология, 1964, № 4, с. 75—87.
 12. Кутас Р. И. Термическая модель земной коры Украинского щита по VIII профилю ГСЗ.— Геофиз. сб., 1977, вып. 80, с. 3—10.
 13. Лутц Б. Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии.— М.: Наука, 1974.— 304 с.
 14. Павленкова Н. И., Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В. Обобщенная геофизическая модель земной коры.— Геофиз. сб., 1974, вып. 62, с. 16—28.
 15. Пятицкий В. К., Штутин И. М. Новые представления о строении земной коры Сибирской платформы.— Докл. АН СССР. Сер. Геология, 1975, 223, № 3, с. 680—683.
 16. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Глубинное строение и эволюция земной коры.— В кн.: Проблемы физики Земли на Украине. Киев: Наук. думка, 1975, с. 118—141.
 17. Шербаков И. Б. О времени метаморфизма и поднятия Среднего Побужья.— Геол. журн., 1969, 29, № 4, с. 93—95.
 18. Hall D. H. Long-wavelength aeromagnetic anomalies and deep crustal magnetization in Manitoba and Northwestern Ontario.— J. Geophys., 1974, 40, N 4, p. 403—430.
 19. Krutikhovskaya Z. A., Pashkevich I. K. Earth's crust Magnetic model for the earth's crust under the Ukrainian Shield.— Can. J. Earth Sci., 1977, 14, N 12, p. 2718—2728.

УДК 550.36+551.24

Р. И. Кутас

Институт геофизики им. С. И. Субботина АН УССР, Киев

ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ ЕВРОПЫ И ЕГО СВЯЗЬ СО СТРОЕНИЕМ И ДИНАМИКОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Европейский континент характеризуется сложным геологическим строением. В его структуре выделяются крупные тектонические элементы разного состава, происхождения и возраста (от докембрийских до кайнозойских), сформировавшиеся в результате длительной эволюции этой территории. Активные процессы происходят и в настоящее время, о чем свидетельствуют разрушительные землетрясения, вулканическая деятельность, интенсивные вертикальные движения отдельных блоков земной коры и др. В связи с этим важное значение имеет анализ теплового поля и данных о тепловых потоках, определяющих энергетическое состояние недр.

По мере накопления данных о тепловых потоках они неоднократно обобщались как для континента в целом [29, 38, 40], так и для отдельных

его частей [6, 9, 21, 34, 42]. В результате были установлены общие закономерности их распределения, свидетельствующие, в частности, об определяющем влиянии геологических условий на величину тепловых потоков и региональные особенности теплового поля. Более детальные исследования, проведенные в разных тектонических зонах в последнее время, существенно уточняют полученные ранее закономерности. Они свидетельствуют о более сложной структуре теплового поля и тесной связи тепловых процессов в земной коре и верхней мантии с тектономагматической деятельностью.

Анализ теплового поля в данной работе базируется на результатах измерений тепловых потоков, которые приводятся во многих оригинальных публикациях [1—3, 5, 10, 12, 16—18, 20, 23—28, 39, 41, 43—52], а также на обобщающих материалах [2, 7, 9, 13, 14, 21, 29, 38, 40, 42]. Наиболее полное обобщение данных о тепловых потоках на территории Европы было выполнено в 1977 г. Международной комиссией по тепловому потоку Международного геодезического и геофизического Союза и представлено в виде карты масштаба 1 : 5 000 000 [29].

В настоящее время на Европейском континенте и прилегающих к нему акваториях имеется около 3000 определений теплового потока. Однако пункты определения распределены крайне неравномерно. Наиболее детально изучены Центральная Европа (территория ЧССР, ГДР, ФРГ, Польши) и юг европейской части СССР. Остальная территория изучена довольно слабо, а во многих районах (Пиренейский полуостров, большая часть Балканского полуострова и др.) тепловые потоки вовсе не измерялись.

Поле тепловых потоков

По величине теплового потока и характеру теплового поля европейский континент и прилегающие к нему акватории внутренних и окраинных морей можно разделить на две части или две геотермические мегазоны (рис. 1). Одна мегазона характеризуется спокойным тепловым полем и относительно низкими тепловыми потоками ($30\text{—}50\text{ мВт/м}^2$), на фоне которых выделяются отдельные аномалии повышенных значений. Во второй зоне тепловое поле сильно дифференцировано, тепловые потоки изменяются от $20\text{—}30$ до $100\text{—}150\text{ мВт/м}^2$.

Первая мегазона совпадает с древней Восточно-Европейской платформой. В ее пределах наиболее низкими тепловыми потоками ($25\text{—}45\text{ мВт/м}^2$) выделяются Украинский и Балтийский щиты. Однако тепловое поле щитов неоднородно. Колебания тепловых потоков связаны в основном с особенностями развития отдельных блоков, обусловивших различное содержание в них радиоактивных элементов. Блоки более денудированные и сложенные преимущественно высокометаморфизованными и основными породами отличаются более низкими тепловыми потоками по сравнению с массивами гранитоидов.

К зонам с низкой геотермической активностью следует отнести также Белорусский и Воронежский массивы, Волго-Уральскую антеклизу и некоторые другие структуры. Тепловые потоки на этих структурах, как правило, не превышают 45 мВт/м^2 .

Некоторое повышение тепловых потоков (до $45\text{—}55\text{ мВт/м}^2$) наблюдается на структурах, сформировавшихся в чехольную стадию развития платформы — в синеклизах, грабенообразных прогибах, в дислоцированных зонах, а также в краевых перикратонных депрессиях, тяготеющих к углам платформы. К этим структурам относятся Днепровско-Донецкая, Припятская, Брестская, Балтийская впадины, Московская, Прикаспийская, Печерская, Придубруджинская синеклизы, Жигулевские, Доно-Медве-

дицкие, Саратовские и другие дислокации. На отдельных локальных участках в пределах этих структур тепловые потоки увеличиваются до 60—70 мВт/м².

Вторая геотермическая мегазона охватывает в основном подвижный пояс, обрамляющий древнюю платформу. На распределение тепловых потоков в этой мегазоне большое влияние оказывает тектоническая обстанов-

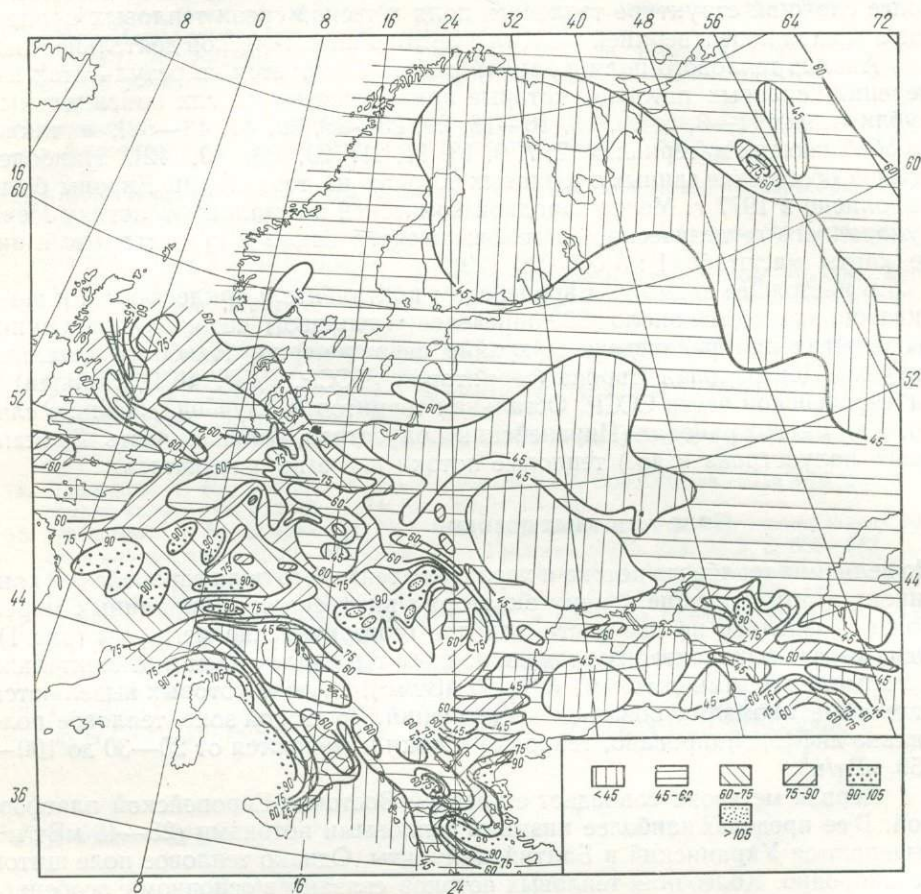


Рис. 1. Распределение тепловых потоков (мВт/м²) на Европейском континенте.

ка. Здесь можно выделить несколько геотермических зон с разным уровнем тепловых потоков, соответствующих определенным тектоническим элементам.

Аномально низкие тепловые потоки не превышают 30—35 мВт/м². Они зарегистрированы на довольно больших площадях в пределах южного Урала и Мизийской плиты.

Низкими тепловыми потоками, составляющими 45—55 мВт/м², характеризуются массивы древних (докембрийских) пород (Молданубский, Армориканский), а также зоны развития коледонской складчатости Англии, Норвегии, Польши. Низкие тепловые потоки преобладают в предгорных альпийских прогибах и межгорных впадинах (Терско-Каспийский, Индоло-Кубанский, Предкарпатский, Предапеннинский прогибы, Рионская, Куринская, Араксинская, Венская, Трансильванская впадины), однако тепловое поле этих структур неоднородно. Выделяется большое число ано-

малый повышенных или высоких тепловых потоков, а в некоторых прогибах и впадинах повсеместно наблюдаются довольно высокие тепловые потоки. К ним относятся Предальпийский, Закарпатский прогибы, Венгерская, Восточно-Словацкая впадины.

Широко распространены на европейском континенте повышенные значения тепловых потоков, составляющие 55—70 мВт/м². Они характерны для отдельных блоков Скифской плиты, Чешского и Центрально-Французского массивов, Парижского бассейна, Судет, Урала и других структур, активно развивавшихся в среднем и позднем палеозое. Такие же значения тепловых потоков преобладают во Внешних (Флишевых) Карпатах, на массивах Южных и Западных Карпат, в Восточных Альпах, в западном и восточном секторах Большого Кавказа. Несколько аномалий повышенных значений тепловых потоков выделяется вдоль границы Восточно-Европейской платформы.

Высокие тепловые потоки (75—95 мВт/м²) образуют довольно обширные области в пределах альпийского геосинклинального пояса и соответствуют в основном внутренним зонам геосинклиналей. Они наблюдаются в Южных и Северных Альпах, западных Апеннинах, центральном секторе Большого Кавказа, на Малом Кавказе. Такие же тепловые потоки отмечаются на многих структурах за пределами альпийского геосинклинального пояса. В основном это структуры, активно развивавшиеся в мезокайнозойское время, включая зоны крупных тектонических нарушений и вулканической деятельности. В частности, высокие тепловые потоки наблюдаются над Ставропольским и Тарханкутским поднятиями, в Каневско-Березанской зоне, грабенообразных прогибах Верхнего и Нижнего Рейна, Гессена, Роны, Чешского Среднегорья и др. Аномалии высоких тепловых потоков грабенообразных структур не ограничены только самими прогибами или впадинами, а простираются далеко за их пределы, особенно вдоль тектонических нарушений. В Центральной Европе выделяются две системы аномальных зон, состоящих из цепочек отдельных аномалий разной интенсивности. Одна система имеет преимущественно меридиональное простирание, другая — широтное. Субмеридиональная зона высоких тепловых потоков протягивается от долины Роны на юго-западе в район грабена Осло на северо-востоке и совпадает с системой грабенообразных прогибов. Широтная система состоит из двух аномальных зон: одна протягивается вдоль края молодой эпивариссийской платформы, другая — к югу от нее параллельно Альпам, на расстоянии 100—150 км от них.

В пределах зоны высоких тепловых потоков выделяются отдельные аномалии очень высоких тепловых потоков, достигающих 120—150 мВт/м² и более. К таким аномалиям можно отнести, например, известные геотермальные поля Лардорелло и Монте Амиато в западных Апеннинах, а также высокие тепловые потоки Паннонского массива, Рейнского и Гессенского грабенов и др.

Значительные вариации тепловых потоков наблюдаются на акваториях внутренних и окраинных морей, омывающих Европейский континент. Большие площади характеризуются очень низким и тепловыми потоками, не превышающими 40 мВт/м². К ним относятся глубоководные впадины Каспийского, Черного, Адриатического, восточной части Средиземного морей. На фоне низких тепловых потоков выделяются лишь отдельные аномалии повышенных значений, совпадающие с нарушенными или активными зонами. Уменьшение тепловых потоков в морских бассейнах часто связывают с отложением осадков. Несомненно, осадконакопление приводит к уменьшению тепловых потоков, однако низкие тепловые потоки в восточной части Средиземного моря невозможно объяснить процессами накопления

осадков, поскольку такие же низкие тепловые потоки наблюдаются и на о. Кипр, где, очевидно, преобладают процессы денудации.

Некоторые глубоководные впадины выделяются высокими тепловыми потоками, достигающими 100 мВт/м^2 и более. Высокие значения тепловых потоков наблюдаются в Эгейском, Тирренском, Лигурийском морях, а также в западной части Средиземного моря. Часто эти аномалии являются продолжением зон высоких тепловых потоков на континенте. Основные закономерности в распределении тепловых потоков, установленные на континенте, сохраняются также и в Северном море. Тепловые потоки здесь изменяются от 40 до 80 мВт/м^2 .

Распределение температур

Значительные колебания тепловых потоков создают неравномерное распределение температур в земной коре и верхней мантии. Максимальные горизонтальные вариации температур соответствуют верхней мантии на глубинах 40—100 км. Так, на глубине 60 км (рис. 2) на Восточно-Европейской

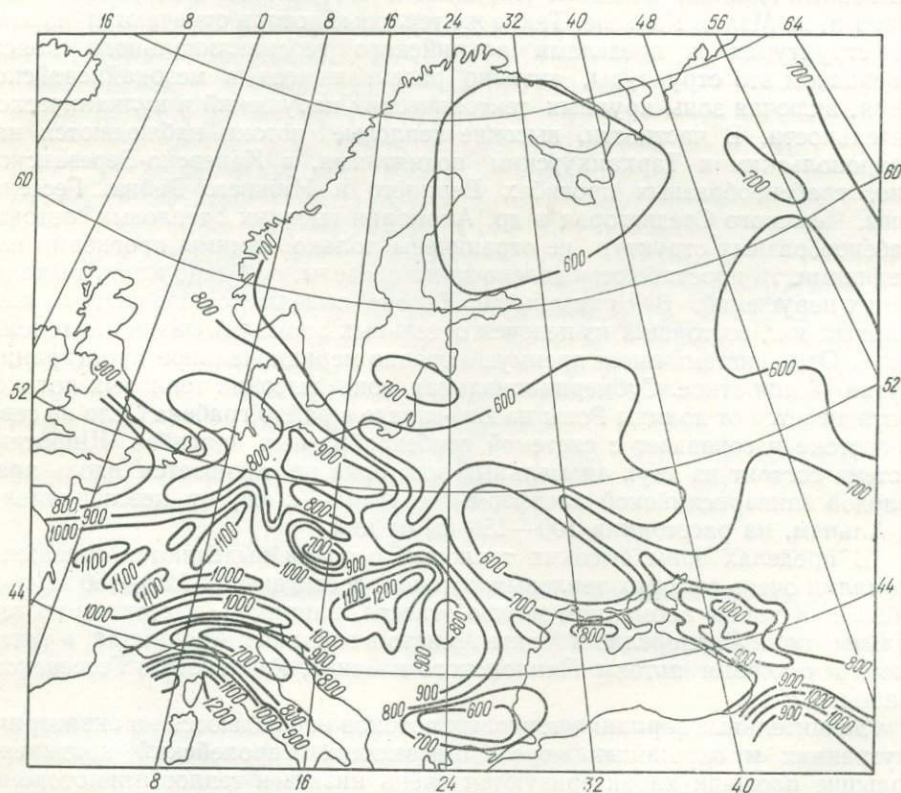


Рис. 2. Температуры ($^{\circ}\text{C}$) на глубине 60 км на территории Европы.

платформе температуры равны $600\text{--}700^{\circ}\text{C}$. В пределах геосинклиналиного пояса они увеличиваются до $800\text{--}900^{\circ}\text{C}$, а в отдельных районах (Паннонский бассейн, Рейнский грабен и др.) достигают $1000\text{--}1100^{\circ}\text{C}$. Такие высокие температуры характерны в основном для зон крупных тектонических нарушений, по которым нагретое глубинное вещество относительно свободно поднимается к верхам мантии или в земную кору.

Тепловые потоки и тектоника

Распределение тепловых потоков на Европейском континенте определяется главным образом тектоникой и историей геологического развития региона. Величина теплового потока зависит от возраста структур. В геосинклинальных областях наиболее высокие тепловые потоки наблюдаются в зонах альпийской складчатости. По мере увеличения возраста складчатости они уменьшаются. Период убывания тепловых потоков составляет 400—500 млн. лет. Такая закономерность в их распределении свидетельствует о том, что процесс геосинклинального развития сопровождается выносом тепловой энергии из недр, которая рассеивается в течение сотен миллионов лет. Однако повышение тепловых потоков не является отличительной особенностью только геосинклинального процесса. Оно наблюдается также в рифтовых, вулканических и других активных зонах, но восстановление теплового равновесия в этих зонах может иметь иной характер.

Усиление геотермической активности в периоды интенсивной тектономагматической деятельности отражает их тесную связь и обусловленность одними и теми же глубинными энергетическими процессами, в которых определяющая роль принадлежит тепловой энергии. Эти процессы сначала проявляются в виде тектонической деятельности, а их тепловое проявление на поверхности Земли всегда наблюдается с некоторым запаздыванием, что объясняется относительно медленным переносом тепла в недрах.

Однако не всегда тектоническая активность сопровождается увеличением теплового потока. Часто при колебательных движениях земной коры, образовании впадин, предгорных прогибов и многих других структурных форм не отмечается заметных нарушений теплового поля. Очевидно, для повышения тепловых потоков необходим интенсивный приток тепла из недр. Но поскольку теплопроводность горных пород очень низкая, то эффективный вынос тепла может быть обеспечен только при движении масс в мантии Земли, которое возможно при наличии достаточно ослабленных и проницаемых зон. Движение нагретого вещества по этим зонам происходит не одинаково в различных активных зонах (геосинклиналях, рифтах, орогенах и др.), о чем свидетельствуют его разные геотермические и тектонические проявления.

С геосинклинальными областями совпадают обширные региональные аномалии тепловых потоков. Однако их тепловое поле неоднородно. Даже подобные по генезису и развитию зоны часто характеризуются разными значениями тепловых потоков. Аномально высокие тепловые потоки в геосинклинальных областях встречаются на ограниченных участках в основном во внутренних зонах, а на остальной площади геосинклинали преобладают повышенные или умеренные тепловые потоки. В предгорных прогибах распределение тепловых потоков определяется возрастом фундамента, на котором они сформировались, а также процессами молодой активизации, захватившими некоторые из них. Срединные массивы характеризуются и низкими, и высокими тепловыми потоками. Их величина зависит от активности срединных массивов как в геосинклинальную, так и в орогенную стадии.

Разнообразие геотермических условий в геосинклинальных областях — результат сложного и многофазного их развития, миграции процессов прогибания, магматизма и складкообразования. В то время как одни зоны находятся на стадии инверсии, другие испытывают интенсивные погружения. В опускание нередко втягиваются окраины платформ, остающиеся тем не менее пассивными, несмотря на образование складчатости и разрывных дислокаций. Часто на месте только что закончивших свое развитие геосинклиналей формируются новые прогибы.

Как показывает анализ тепловых потоков геосинклинальных областей, максимальная геотермическая активность соответствует заключительной стадии их развития. Однако на Европейском континенте выделяются аномалии тепловых потоков, занимающие секующее положение по отношению к геосинклинальному поясу и выходящие за его пределы. Такая зона высоких тепловых потоков пересекает Альпы и продолжается в северо-восточном направлении в пределах эпипалеозойской платформы. Подобная зона более высоких тепловых потоков совпадает с Транскавказским поперечным поднятием и продолжается в северном направлении в пределах Скифской плиты. Очевидно, эти аномалии не связаны непосредственно с формированием и развитием геосинклиналей, а создаются процессами глобальной активизации, которая имеет место на определенных этапах направленного и длительного развития земной коры и охватывает разновозрастные структуры.

К таким активным зонам относятся крупные тектонические нарушения, включая рифтовые впадины и прогибы. Они проявляются в тепловом поле в виде цепочек аномалий, образующих часто протяженные зоны. Переход от аномальных тепловых потоков к фоновым, которые обычно бывают также достаточно высокими, происходит на небольшом расстоянии, что свидетельствует о неглубоком залегании источников этих аномалий.

Основываясь на анализе региональных и локальных особенностей теплового поля на Европейском континенте можно выделить три типа аномалий (глобальные, региональные и локальные). Все они связаны с выносом тепла из недр, однако в их формировании участвуют разные процессы. В первую очередь следует выделить глобальную аномалию повышенных тепловых потоков, охватывающую среднюю, западную и южную Европу. Аномалия таких масштабов создается, очевидно, энергетическими процессами, происходящими на больших глубинах и обеспечивающими активное развитие данного региона, по крайней мере, начиная с рифея до настоящего времени. Можно полагать, что такое же длительное развитие испытала древняя Восточно-Европейская платформа в течение архея-протерозоя. С этими глубинными процессами связан вынос тепловой энергии и вещества в верхнюю мантию. Поступление вещества происходит прерывисто отдельными порциями и вызывает усиление тектонической активности. Благодаря притоку энергии температура верхней мантии повышается. В результате активизируется астеносфера, она становится более выраженной, более мощной и занимает приподнятое положение (40—100 км). Такая астеносфера обеспечивает прогрев литосферы и повышение тепловых потоков в земной коре. В силу неоднородности мантии активные процессы в ней происходят неравномерно. В некоторых районах энергии накапливается больше, астеносфера поднимается выше, а литосфера прогревается более интенсивно. В результате вязкость литосферы уменьшается, она испытывает растяжение, проницаемость ее увеличивается, что приводит к усилению процессов теплопереноса. Нарушенные и проницаемые зоны в литосфере, в частности в земной коре, играют очень важную роль в выносе тепла, что подтверждается фактическим материалом. Как правило, массивы древних пород в пределах геосинклинальных областей, характеризующиеся слабой проницаемостью, отличаются пониженной геотермической активностью по сравнению с активными зонами разломов.

Большое значение для развития процессов тепло-массопереноса имеет плавление вещества в астеносфере. При высоких тепловых потоках фронт плавления перемещается вверх и при благоприятных условиях может достигать верхов мантии [22]. При этом переносится большое количество тепла. Кроме того, тепло выносятся: 1) веществом астеносферного слоя,

которое поднимается в виде диапиров или астенолитов; 2) продуктами плавления, движущимися по ослабленным зонам и достигающим земной коры, а в случае ее хорошей проницаемости изливающимися на поверхности; 3) потоками растворов и летучих. Все эти процессы тепло- и массопереноса происходят в течение длительного времени, то усиливаясь, то угасая, создавая довольно сложное распределение температур и тепловых потоков.

В зонах такого усиленного теплопереноса формируются региональные аномалии тепловых потоков. Анализ этих аномалий показывает, что их источники находятся в верхах мантии не глубже 40—60 км [7]. Источники локальных аномалий концентрируются в земной коре. Они связаны с отдельными очагами магматической или гидротермальной деятельности.

Характер теплопереноса в верхних горизонтах Земли зависит от тектонической обстановки и состояния литосферы. В геосинклинальных областях, на ранних этапах их развития, когда литосфера отличается большой проницаемостью, в переносе тепла участвуют разные формы массопереноса, а на заключительных этапах, когда запасы энергии исчерпались и проницаемость литосферы уменьшилась, тепло выносится в основном теплопроводностью и продуктами магматической деятельности, которые поступают только по сохранившим активность зонам нарушений. Если процессы активизации происходят в условиях жесткой литосферы, то источником аномалий является тепло, которое выносится движущимися массами только в зонах нарушений. Расплавленное глубинное вещество поднимается до уровня верхов мантии (мантийный диапиризм), а его наиболее легкие и подвижные производные достигают земной коры и внедряются в виде даек или изливаются на поверхности. Такие дайки установлены геолого-геофизическими методами во многих зонах молодой активизации и рифтообразования: в Центральном Французском массиве, Рейнском грабене и др. [15, 31].

Часто развитие геосинклиналей и в частности повышение тепловых потоков в них связывают с конвекцией в верхней мантии. Особенно большой популярностью пользуются конвективные гипотезы при объяснении развития относительно симметричных геосинклинальных систем типа Карпаты — Динариды, разделенных Паннонским срединным массивом [4]. Обычно предполагается, что восходящая ветвь конвективной ячейки находится под Паннонским массивом и обеспечивает в этом районе максимально высокие тепловые потоки, а нисходящая ветвь совпадает с Предкарпатским прогибом и впадиной Адриатического моря, где наблюдаются минимальные тепловые потоки. Горизонтальное движение вещества между восходящей и нисходящей ветвями обеспечивает постепенное убывание тепловых потоков, а также значительную тектоническую перестройку земной коры. В Паннонском бассейне должно наблюдаться растяжение и утонение земной коры, а в Карпатах и Предкарпатском прогибе — ее сжатие и утолщение, а также образование надвигов.

Однако с таким предположением трудно согласиться по следующим причинам. Во-первых, для зарождения конвекции в самых верхах мантии необходимо понизить ее вязкость и, следовательно, повысить ее температуру. Поэтому еще до появления конвекции в мантии должны происходить процессы, вызывающие заметное повышение температур и тепловых потоков. Во-вторых, не всегда срединные массивы характеризуются повышенными тепловыми потоками. В-третьих, если в пределах геосинклинальных систем имеет место конвекция в верхней мантии, то распределение тепловых потоков в них должно подчиняться определенным закономерностям. В первую очередь, должна наблюдаться довольно правильная система протяженных

или симметричных положительных и отрицательных аномалий, соответствующих восходящим и нисходящим ветвям конвективных ячеек, однако ничего подобного не наблюдается. Фактически существует множество аномалий разных размеров, формы и амплитуд, свидетельствующих скорее всего о большом количестве источников разной интенсивности, размеров и глубинности.

В частности, в Паннонском бассейне и окружающих его складчатых зонах Карпат, Динарид, Альп распределение тепловых потоков не подчиняется простым закономерностям. Постепенное их уменьшение от срединного массива к краевому прогибу отмечается только в восточном секторе Карпат. К югу между Паннонским массивом и Складчатыми Карпатами располагается Трансильванская впадина. В ее пределах тепловые потоки понижаются, а затем снова повышаются в Складчатых Карпатах и понижаются в Предкарпатском прогибе. К северу от Паннонского массива тепловые потоки понижаются в районе кристаллических массивов Западных Карпат и затем несколько повышаются во Флишевых Карпатах. К северо-западу они постепенно уменьшаются в сторону Венской впадины, а к западу аномалия Паннонского массива продолжается в Альпах и Предальпийском прогибе. Такое неравномерное распределение тепловых потоков трудно связать с сосредоточенным подъемом глубинного вещества и его растеканием на большие расстояния. Кроме того, в самом Паннонском бассейне тепловое поле неоднородно. Здесь можно выделить ряд аномалий, тяготеющих к известной тектонической линии Балатона, протягивающейся с юго-запада на северо-восток вкост Карпатской дуги. Все эти данные говорят о том, что аномалия теплового потока в Паннонском бассейне, очевидно, связана не только с формированием и становлением Карпатской геосинклинали, поскольку подобные аномалии встречаются не во всех геосинклинальных областях и не всегда совпадают со срединными массивами. Пожалуй, более существенное влияние оказали процессы тектонической активизации на более поздней (орогенной) стадии развития, охватившие всю Центральную Европу. Причиной геотермической аномалии в Паннонском бассейне является, очевидно, мантийный диапир и связанные с ним дайки наиболее легких и подвижных производных поднявшихся в подкоровую зону глубинных масс. Такова природа аномалий теплового потока и в других зонах молодой активизации и рифтообразования.

Тепловые потоки и мощность земной коры

Распределение тепловых потоков на Европейском континенте зависит не только от тектономагматической деятельности, но и от мощности земной коры. Сравнивая значения тепловых потоков на структурах с различной мощностью земной коры нетрудно заметить, что в зонах с утоненной земной корой тепловые потоки увеличиваются [7, 11]. Эта закономерность особенно четко видна при сравнении тепловых потоков на древней Восточно-Европейской платформе, где глубины до раздела Мохо составляют в основном 40—50 км, и на молодых структурах Средней Европы, где мощность земной коры редко превышает 30 км [11, 19]. Однако единой зависимости между величиной теплового потока и мощностью земной коры не существует. Этот вывод можно сделать при сопоставлении величин тепловых потоков с глубинами залегания поверхности Мохо не на отдельных структурах, а на обширной территории юга СССР и Средней Европы (рис. 3). Сопоставлялись средние значения тепловых потоков и мощности земной коры, вычисленные по квадратам географической сетки $1^\circ \times 1^\circ$. Четкая корреляция

между величиной теплового потока и мощностью земной коры существует только в пределах однотипных и одновозрастных структур. Совокупность приведенных на рис. 3 точек можно объединить в несколько групп. Нами выделено четыре группы.

Первая группа характеризует тепловые потоки и мощность земной коры на Украинском щите и его склонах. К этой группе условно можно отнести и данные по Мизийской плите. Вторая группа объединяет тепловые потоки на Восточно-Европейской платформе (без Украинского щита), а также частично по Чешскому и Родопскому массивам. Третью группу образуют данные о тепловых потоках и мощности земной коры на палеозойских структурах Южной и Средней Европы (отдельные блоки Скифской плиты и Чешского массива, Судеты, часть Южно-Германской впадины и др.), а также на некоторых структурах Восточно-Европейской платформы, образовавшихся в чехольную стадию ее развития (Тиман, Балтийская и Придобруджинская впадины, Доно-Медведецкие, Жигулевские и другие дислоцированные зоны. К этой же группе относятся данные по кристаллическим массивам Западных Карпат, Балкан и др. Четвертая группа характеризует зависимость тепловых потоков от мощности земной коры в молодых геосинклинальных областях и в зонах тектономагматической активизации. За пределами альпийского складчатого пояса к этим структурам относятся Ставпольское поднятие, Каневско-Березанский вал, северный борт Среднеевропейской платформы, нарушенные зоны Чешского и Центрального Французского массивов и др.

Таким образом, на территории Европы можно выделить несколько уровней тепловых потоков. Каждый уровень соответствует определенному возрасту структур и в его пределах величина теплового потока уменьшается при увеличении мощности земной коры. Обращает на себя внимание тот

факт, что тепловое поле многих тектонических элементов неоднородно и отдельные их части по величине теплового потока соответствуют разновозрастным группам. К таким структурам относятся многие предгорные прогибы и межгорные впадины, образовавшиеся на разновозрастном основании, а также большинство горно-складчатых областей. Следует также отметить, что на многих структурах тепловые потоки и мощность земной коры не укладываются в установленные эмпирическим путем закономерности: они не соответствуют возрасту этих структур, принятому на основе геологических данных. К таким структурам, в частности, относятся впадина Черного моря и другие подобные структуры, Мизийская плита и др.

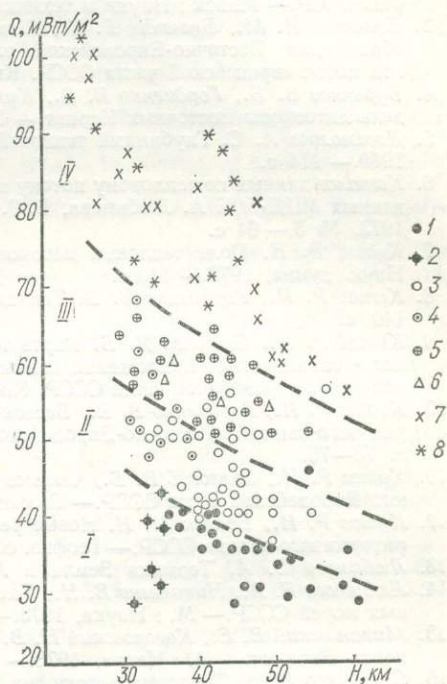


Рис. 3. Сопоставление тепловых потоков с мощностью земной коры в Центральной и Юго-Восточной Европе. Условные обозначения:

1 — Украинский щит; 2 — Мизийская плита; 3 — Восточно-Европейская платформа без Украинского щита; 4 — Чешский и Родопский массивы; 5 — варисийские структуры центральной и южной Европы; 6 — массивы Западных и Южных Карпат; 7 — складчатые области Альп, Карпат, Кавказа; 8 — зоны молодого вулканизма и тектонической активизации.

Уменьшение теплового потока при увеличении мощности земной коры свидетельствует о большой роли верхней мантии в формировании теплового режима земной коры и, следовательно, о зависимости положения поверхности Мохо от термических условий.

1. Аветисянц А. А. Тепловое поле геосинклинального обрамления Восточно-Европейской платформы. Армения и сопредельные территории.— В кн.: Глубинный тепловой поток европейской части СССР. Киев : Наук. думка, 1974, с. 90—94.
2. Богомолов Г. В., Цыбуля Л. А., Атрощенко П. П. Геотермическая зональность территории БССР.— Минск : Наука и техника, 1972.— 216 с.
3. Буачидзе И. М., Буачидзе Г. И., Шаориадзе М. Л. Тепловое поле геосинклинального обрамления Восточно-Европейской платформы. Грузия.— В кн.: Глубинный тепловой поток европейской части СССР. Киев : Наук. думка, 1974, с. 86—89.
4. Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В., Кулик С. Н. и др. Комплексная геофизическая модель литосферы Восточных Карпат.— Геофиз. сб., 1978, вып. 83, с. 3—16.
5. Джамолова А. С. Глубинный тепловой поток на территории Дагестана.— М. : Наука, 1969.— 114 с.
6. Каталог данных по тепловому потоку на территории СССР. Материалы мирового центра данных МЦД-5/ Е. А. Любимова, Б. Г. Поляк, Я. Б. Смирнов, Р. И. Кутас и др.— М., 1973, № 3.— 64 с.
7. Кутас Р. И. Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры.— Киев : Наук. думка, 1978.— 140 с.
8. Кутас Р. И., Гордиенко В. В. Тепловое поле Украины. Киев : Наук. думка, 1971.— 140 с.
9. Кутас Р. И., Смирнов Я. Б. Карта теплового потока европейской части СССР и геолого-геофизические приложения данных теплового потока.— В кн.: Глубинный тепловой поток европейской части СССР. Киев : Наук. думка, 1974, с. 143—184.
10. Кутас Р. И., Гордиенко В. В., Бевзюк М. И. Измерения тепловых потоков на территории юго-запада Восточно-Европейской платформ.— Геофиз. сб., 1975, вып. 64, с. 73—75.
11. Кутас Р. И., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Тепловые потоки и мощность земной коры юга Европейской части СССР.— Геофиз. сб., 1978, вып. 86, с. 3—8.
12. Кутас Р. И., Бевзюк М. И. Новые результаты определения тепловых потоков на территории юго-запада СССР.— Геофиз. сб., 1979, вып. 87, с. 68—72.
13. Любимова Е. А. Термика Земли и Луны.— М. : Наука, 1976.— 280 с.
14. Любимова Е. А., Никитина В. Н., Томора Г. А. Тепловое поле внутренних и окраинных морей СССР.— М. : Наука, 1976.— 223 с.
15. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии.— М. : Недра, 1973.— 279 с.
16. Сальников В. Е. Тепловые потоки на Южном Урале.— В кн.: Геотермия. М. : Изд-во ГИН АН СССР, 1976, с. 45—52.
17. Сергеенко С. И., Смирнов Я. Б., Стовицкий Б. Л. Геотермические исследования в Западной Сибири.— Геотермия, 1974, вып. 1—2, с. 58—63.
18. Смирнов Я. Б., Безроднов В. Д., Волобуев Г. Л. и др. Глубинный тепловой поток в северной и центральной частях Восточно-Европейской платформы.— В кн.: Глубинный тепловой поток европейской части СССР. Киев : Наук. думка, 1974, с. 175—198.
19. Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы.— Киев : Наук. думка, 1976.— 272 с.
20. Сухарев Г. М., Власова С. П., Тарануха Ю. К., Камалова С. В. Тепловой поток из недр Кавказа и южного окончания Русской платформы.— В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М. : Наука, 1972, с. 82—87.
21. Тепловой режим недр СССР.— М. : Наука, 1970.— 222 с.
22. Тихонов А. П., Любимова Е. А., Власов В. К. Об эволюции зон плавления в термической истории Земли.— Докл. АН СССР, 1969, 188, № 2, с. 338—341.
23. Beinigait M.-G., Bottinga Y., Fontaine J. a. o. Nouvelles determinations du flux geothermique en France.— C. r. Acad. sci. D, 1978, 286, p. 933—936.
24. Boccaletti M., Fazzuoli M., Loddo M., Mongelli F. Heat flow measurements on the Northern Apennine arc.— Tectonophysics, 1977, 41, N 1—3, p. 101—112.
25. Boldizshar T. Terrestrial heat flow in the Carpathians.— J. Geophys. Res., 1964, 69, N 24, p. 5269—5275.
26. Boti M. H. P., Johnson C. A. L., Mansfield J., Wheelton J. Terrestrial heat flow in North East England.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1972, 27, p. 277—288.
27. Bullard E. C., Niblett E. R. Terrestrial heat flow in England.— Mon. Notic. Roy. Astron. Soc., 1951, 6, p. 222—238.

28. Čermak V. Heat flow investigation in Czechoslovakia.— In: Geoelectric and geothermal studies (East-Central Europe, Soviet Asia). KAPG Geophys. Monograph. Budapest : Akademia Kiado, 1976, p. 414—424.
29. Čermak V., Hurtig E. (ed.). Preliminary heat flow map of Europe : 1 : 5 000 000. 1977.
30. Chadwick P. Heat flow for the Earth at Cambridge.— Nature, 1956, 178, p. 105—106.
31. Coisy P., Nicolas A. Regional structure and geodynamics of the upper mantle beneath the Massif Central.— Nature, 1978, 274, N 5670, p. 429—432.
32. Clark S. P. Heat flow in the Austrian Alps.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1961, 6, p. 54—63.
33. Greutzburg H. Untersuchungen über den Wärmestrom der Erde in Westdeutschland.— Kali und Steinsalz, 1964, 4, N 3, p. 73—108.
34. Haenel R. Heat flow measurements and a first heat flow map of Germany.— Z. Geophys., 1971, 37, p. 975—992.
35. Haenel R. Heat flow measurements in Northern Italy and heat flow maps of Europe.— Z. Geophys., 1974, 40, p. 367—380.
36. Haenel R., Zoth G. Heat flow measurements in Austria and heat flow maps of Central Europe.— Z. Geophys., 1973, 39, p. 425—439.
37. Hurtig E., Schlosser P. Untersuchung des terrestrischen Wärmeflusses in der DDR.— Gerlands Beitr. Geophys., 1975, 84, N 2-3, p. 235—246.
38. Lee W. H. K., Uyeda S. Review of heat flow data.— In: Terrestrial heat flow. Washington : Amer. Geophys. Union, 1965, 8, p. 87—190.
39. Loddo M., Mongelli F. Heat flow in Southern Italy and surrounding seas.— Boll. geofis. teor. ed appl., 1975, 16, p. 115—122.
40. Lubimova E. A., Polyak B. G. Heat flow map of Eurasia.— In: The Earth's crust and upper mantle. Geophys. Monograph. Washington : Amer. Geophys. Union, 1969, 13, p. 82—88.
41. Majorowicz J. Mapa strumienia ciepłego Polski na tle pola geotermicznego Europy oraz niektóre aspekty interpretacji.— Acta Geophys. Polonica, 1976, 24, N 2, p. 147—156.
42. Majorowicz J., Plewa S., Wesierska M. The terrestrial thermal field in Poland.— In: Geoelectric and geothermal studies. (East-Central Europe, Soviet Asia). KAPG Geophys. Monograph. Budapest : Akademiai Kiado, 1976, p. 402—413.
43. Mongelli F., Loddo M. The present state of geothermal investigations in Italy.— Acta geod., geophys. et montanist Acad. sci. hung., 1974, 9, p. 449—456.
44. Morgan P. Britain's Latent heat. J. A. Holmes Soc., 1974—1975, 5, N 3, p. 21—27.
45. Morgan P. Heat flow data from Cyprus and the thermal regime of eastern Mediterranean region. IUGG, General Assembly, Grenoble, 1975.— 111 p.
46. Parasnis D. S. Temperature phenomena and heat flow estimates in two precambrian ore-bearing areas in north Sweden.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1975, 43, p. 531—554.
47. Puranen L., Järvimäki P., Hämäläinen U., Lentinen S. Terrestrial heat flow in Finland.— Geosurvey, 1968, 6, N 3, p. 151—162.
48. Rybach L., Werner D., Mueller S., Berset G. Heat flow, heat production and crustal dynamics in the Central Alps, Switzerland.— Tectonophysics, 1977, 41, p. 113—126.
49. Swanberg C. A., Chessman M. D., Simmons G. a. o. Heat flow-heat generation in Norway.— Tectonophysics, 1974, 23, p. 31—48.
50. Tammomagi H. J., Wheildon J. Terrestrial heat flow and heat generation in South-West England.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1974, 38, p. 83—94.
51. Velicic S., Cristian M., Paraschiv D., Visarion M. Preliminary data of heat flow distribution in Roumania.— Geothermics, 1977, 6, N 1, p. 95—98.
52. Velinov T., Petkov I. Some results of the geothermal investigation in Bulgaria.— In: Geoelectric and geothermal studies (East-Central Europe, Soviet Asia). KAPG Geophys. Monograph. Budapest : Akademiai Kiado, 1976, p. 439—442.

**А. П. Бондаренко, О. П. Костюк, Р. С. Пронишин,
И. Ш. Рахимова, В. И. Сомов, О. И. Юркевич,
Л. Е. Фильштынский**

Институт геофизики им. С. И. Субботина
АН УССР, Киев

РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА КАРПАТСКОМ ПОЛИГОНЕ И СМЕЖНЫХ ТЕРРИТОРИЯХ

Исследования, проводимые на полигоне, объединяющем все тектонические зоны региона, включают изучение вариаций физических полей (гравитационного и магнитного), современных вертикальных движений земной коры (СВДЗК), сейсмичности, глубинной электропроводности, статический анализ геолого-геофизических параметров и математическое моделирование. Задачей исследований является построение модели тектоносферы региона и смежных территорий. Кратко остановимся на основных результатах используемых методов.

Современная активность зон тектонических нарушений

На рис. 1 представлены карта СВДЗК Советских Карпат, составленная на основе данных повторного нивелирования I класса по двум полигонам: Золочев — Свалява — Узловое — Рахов — Коломыя — Золочев и Свалява — Узловое — Перечин — Свалява. Невязки их скоростей соответственно равны $-0,2$ и $+0,3$ мм/год. В качестве исходных данных использовались высокоточные наблюдения 1926—1937 гг. Повторное нивелирование I класса выполнено в 1961—1972 гг. В отличие от ранее опубликованных схем кривая скорости СВДЗК построена без разрывов по обоим периметрам полигонов.

Линейность геотектонических зон региона, совпадение изменений скорости с их границами и слабая дифференцированность СВДЗК по поперечным нарушениям в складчатой области Карпат и Закарпатском прогибе позволяют считать, что изолинии скорости повторяют конфигурацию тектонических границ. Это также подтверждается установлением связи между скоростью СВДЗК и осредненным гравитационным полем (Собокар, Сомов, Кузнецова, 1975).

Максимальные современные поднятия (до $+3$ мм/год) фиксируются в средней части Львовского палеозойского прогиба и на западном склоне Украинского щита (УЩ).

Скибовая зона Карпат, смежная с ней Бориславско-Покутская и Самборская зоны Предкарпатского прогиба характеризуются одинаковой интенсивностью СВДЗК (менее $+2$ мм/год). К северо-востоку и юго-западу от этих зон интенсивность движений уменьшается. Так, в центральной синклинальной зоне Карпат (зона Кросно) скорости поднятия уменьшаются до $+0,3$ мм/год.

На юго-западном склоне Карпат наиболее приподнятая в неогене (1500—2000 м) Полонинская горстовая зона, совпадающая в плане с Дуклянской зоной, испытывает поднятие до $+2$ мм/год. Поркулецкая, Мармарошская зоны, а также зоны Мармарошских и Пенинских утесов характеризуются меньшей скоростью воздымания.

Относительно ровную поверхность с несколько пониженными значениями СВДЗК (от +0,6 до +0,7 мм/год) по сравнению с флишевыми Карпатами образует Выгорлат-Гутинская вулканическая гряда. В центральной зоне Закарпатского прогиба фиксируются участки равных значений скорости (+0,4 мм/год). За неогеновое время этот район характеризуется наиболее низкими амплитудами послевантинского поднятия (100—200 м). Таким образом, геодезические данные позволяют сделать вывод о значительном отставании Закарпатского прогиба от других тектонических зон региона, участвующих в настоящее время в едином процессе тектонического поднятия.

На кривых скорости СВДЗК, построенных по двум параллельным профилям повторного нивелирования (Золочев — Бескид — Узловое и Тернополь — Коломыя — Ворохта — Солотвино), пересекающим все тектонические зоны региона, четко отмечается убывание скорости СВДЗК к краевой части Восточно-Европейской платформы.

Однако при сравнении профилей наряду с общими чертами обнаруживается весьма существенное различие. Оно резко обостряется для части платформы, непосредственно граничащей с Предкарпатским прогибом. Первый профиль отражает современное поднятие земной коры. На профиле Тернополь — Коломыя — Ворохта — Солотвино наблюдается падение СВДЗК от прогиба к платформе, что указывает на современные подвижки земной коры вдоль поперечных по отношению к простиранию нарушений к краевой части Восточно-Европейской платформы.

Граница платформы с Предкарпатским прогибом, представляющая собой систему сбросов, отчетливо фиксируется всеми видами геофизических разведок. Контакт между Бориславо-Покутской и Бильче-Волицкой зонами имеет более сложный надвиговый характер, что затрудняет его прослеживание геолого-геофизическими методами. Однако геодезические данные четко регистрируют эти сочленения в виде достаточно резкого изменения скорости СВДЗК (рис. 2).

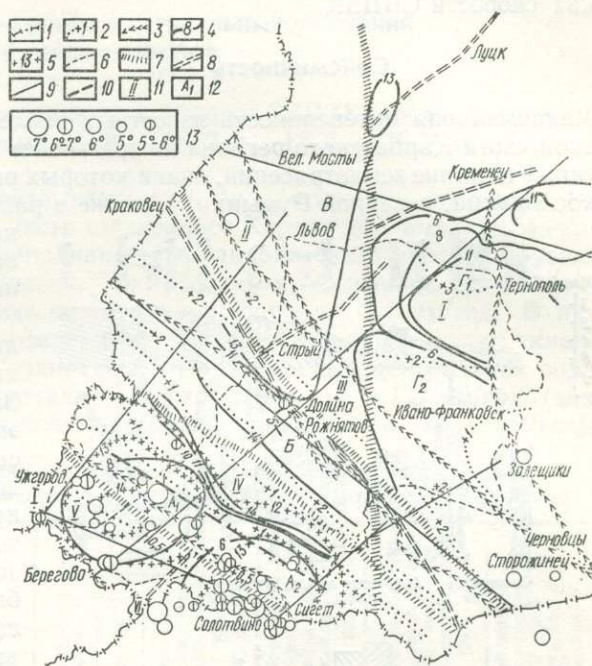


Рис. 1. Результаты комплексных геодинамических исследований Советских Карпат:

1 — государственная граница; 2 — изолинии скорости СВДЗК, мм/год; 3 — границы тектонических зон; 4 — изолинии электрического сопротивления ρ_3 ($\bar{\rho}_3$), Ом · м; 5 — изолинии максимальных возможных землетрясений K_{max} ; 6 — полигон повторного нивелирования; 7 — глубинные разломы (по данным КМПВ — ГСЗ); 8 — разломы, фиксируемые КМПВ по поверхности фундамента; 9 — профили ГСЗ; 10 — ось Карпатской магнитной аномалии; 11 — тектонические зоны (I — Волыно-Подольская окраина дорифейской Восточно-Европейской платформы; II — Рава-Русская складчатая зона Западно-Европейской эпипалеозойской платформы; III — Предкарпатский прогиб; IV — Складчатая область Украинских Карпат; V — Закарпатский прогиб; VI — северо-восточная часть Паннонской впадины); 12 — геоблоки; 13 — интенсивность землетрясений в баллах по шкале MSK-64.

При общей положительной направленности скорости СВДЗК для Предкарпатского прогиба характерно относительное ее понижение с северо-запада на юго-восток. Наблюдаемое локальное поднятие в районе Коломы совпадает с приподнятым блоком фундамента, известным по гравиметрическим исследованиям и бурению [11]. Тектонический контакт между Скибовой зоной Карпат и Предкарпатским прогибом не отражен на графиках скорости СВДЗК.

Сейсмичность

Максимальная интенсивность известных землетрясений в пределах советской части Карпатского региона не превышает 7 баллов. Здесь сказывается также влияние землетрясений, очаги которых расположены в восточной Чехословакии, северной Румынии, а также в районе Вранча. Сильнейшие из них проявились в Предкарпатии и Закарпатье (4 балла).

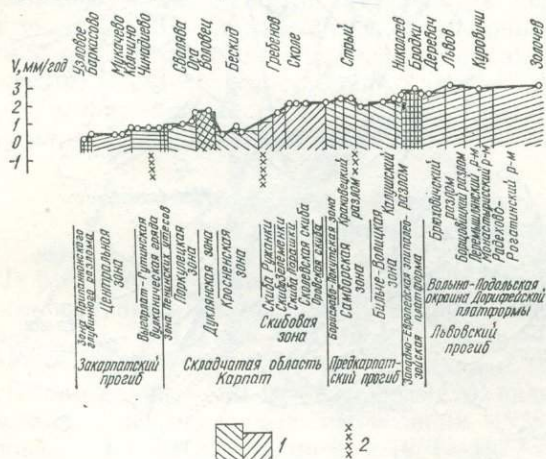


Рис. 2. График скорости СВДЗК по профилю Золочев — Бескид — Узловое:

1 — блоки земной коры, установленные по геодезическим данным; 2 — глубинные разломы по данным КМПВ-ГСЗ (по С. С. Круглову, В. В. Глушко, В. В. Соллогубу, А. В. Чекунову и др., 1978).

до 7,5 баллов. В северо-западной части Закарпатья выделяется зона эпицентров в районе Мукачево — Ужгород (с примыкающими к ней эпицентрами Берегово и Свалявы, где величина K_{\max} равна 14. Таким образом, интенсивность сотрясения в эпицентре этой сейсмогенной зоны может достигать 8,5 баллов.

Макросейсмический эффект от местных землетрясений локальный, поскольку все очаги расположены на небольших глубинах (2—10 км).

С 1974 по 1976 гг. в Бориславо-Покутской зоне Предкарпатского прогиба (район Долины) зафиксирована серия землетрясений интенсивностью 3—5,5 баллов. Поскольку ранее здесь землетрясений не отмечалось, то возможной причиной возникновения толчков могла быть интенсивная добыча нефти.

В пределах платформы, по макросейсмическим данным, известны шестибалльные землетрясения 1670 г. вблизи Яворова и 1875 г. — у Великих Мостов. Район последнего землетрясения характеризуется густой сетью разломов, простирающихся с северо-запада на юго-восток.

На границе Львовского прогиба и западного склона Украинского щита, по инструментальным данным, известно землетрясение вблизи Тер-

нополя (1963 г.). К этой же границе приурочено землетрясение сейсмоактивного района Буковины (Залещики, 1903 г.) интенсивностью 6 баллов. Остальные буковинские землетрясения расположены в юго-восточной части Предкарпатского прогиба (интенсивность достигает 5—6 баллов).

Связь современных вертикальных движений Закарпатья с сейсмичностью

Для Карпатского региона составлены три карты СВДЗК, соответствующие следующим интервалам времени: 1882 — 1972 гг., 1882 — 1937 гг., 1937 — 1972 гг. [9].

Анализ этих данных показывает, что на протяжении последних 90 лет наиболее высокогорная часть складчатых Карпат поднималась со скоростью +1,0 мм/год, а юго-западная часть Закарпатского прогиба опускалась со скоростью вдвое меньшей. Таким образом, изменение темпа движений для смежных тектонических структур достигает 1,5 мм/год. В интервале 1882—1937 гг. эта дифференциация выражалась более резко: складчатая область испытывала поднятие до +2,2 мм/год, а центральная зона Закарпатского прогиба опускалась со скоростью до —1,5 мм/год (для некоторых участков интенсивность опускания достигала —2,1 мм/год).

Таблица 1. Сопоставление напряженного состояния земной коры, проявившегося в СВДЗК, с напряжениями, разрядившимися в очагах сильных землетрясений Закарпатья

Периоды	Годы	Скорость СВДЗК v , мм · год ⁻¹	Изменения скорости СВДЗК, мм · год ⁻¹	Напряжения в земной коре на глубине 10 км, дин · см ⁻²	Суммарные напряжения, разрядившиеся в очагах землетрясений, дин · см ⁻²	Напряжения разрядившиеся в очагах землетрясений за один год, дин · см ⁻² · год ⁻¹	Суммарная сейсмическая энергия, выделявшаяся за период E , эрг	Сейсмическая энергия, выделявшаяся за один год E_1 , эрг · год ⁻¹
I	1882—1937	+2,2	3,6—4,2	$2,0 \cdot 10^7$	$1,65 \cdot 10^9$	$3,0 \cdot 10^7$	$1,29 \cdot 10^{21}$	$2,35 \cdot 10^{19}$
II	1937—1972	+1,1	0,3—0,7	$1,0 \cdot 10^7$	$2,13 \cdot 10^8$	$0,6 \cdot 10^7$	$1,14 \cdot 10^{19}$	$3,25 \cdot 10^{17}$

В 1937—1972 гг. Закарпатский прогиб и Складчатые Карпаты поднимались с разной скоростью. Последнее свидетельствует о том, что в целом происходит процесс выравнивания интенсивности СВДЗК.

Для установки связи медленных движений земной коры с быстрыми движениями произведен анализ закарпатских землетрясений для тех же интервалов времени [4]. Установлено, что в первом периоде сильные землетрясения происходили чаще. В 1937—1972 гг. сейсмическая активность в Закарпатье резко понизилась. Суммарная сейсмическая энергия E первого периода составляет $1,3 \times 10^{21}$ эрг, второго — $1,1 \times 10^{19}$ эрг. Это свидетельствует о том, что дифференцированным СВДЗК соответствует более сильная сейсмичность.

Современные вертикальные поднятия поверхности Земли отражают рост напряжений в земной коре и литосфере. Зависимость между скоростью СВДЗК и внутренними напряжениями [12] дает возможность определить напряжения, действующие на определенных глубинах. Одновременно произведена оценка напряжений, разрядившихся в очагах землетрясений, с учетом пространственно-временного их распределения (табл. 1).

Сопоставление напряжений для первого периода показывает, что на региональные фоновые напряжения накладываются сейсмические, которые

проявляются в последствии сильными землетрясениями. Сравнение фоновых напряжений и сейсмических для второго периода, характеризующегося слабой сейсмичностью, показало, что осредненные значения сейсмических напряжений меньше среднегодовых фоновых, следовательно, СВДЗК отображают длительные фоновые напряжения, накапливающиеся в земной коре и литосфере и могут быть использованы для прогноза сильных землетрясений Закарпатья.

Геофизические поля

Гравитационное поле. Главной особенностью поля является наличие крупнейшего регионального минимума силы тяжести, размещающегося вдоль восточного сегмента Карпатской дуги. В юго-западном и северо-восточном направлениях от оси минимума напряженность поля неравномерно нарастает, что проявляется в смене градиентности полосового поля. Зоны повышенных градиентов связаны с крупными разломами коры. В пределах Закарпатского прогиба и Волыно-Подольской плиты проявляется мозаичный характер поля. Преобладающее простирание локальных особенностей поля — северо-западное, в Волыно-Подольи — субмеридиональное и северо-восточное. Природа особенностей поля обусловлена в основном структурой и неоднородностями чехла, консолидированной коры и частично верхней мантии.

Магнитное поле. В области флишевых Карпат и Предкарпатского прогиба магнитное поле практически безаномально. Уровень его фоновых значений заметно возрастает (до 100—200 γ) в Чоп-Мукачевской впадине, где наибольшая его дифференцированность обусловлена плищевым и более ранним вулканизмом и в пределах Львовского палеозойского прогиба, где локальные максимумы связаны, по-видимому, с неоднородностями дорифейского основания. Резко дифференцированное поле отмечается в пределах Волыно-Подольской плиты. Преобладающая в регионе зональность магнитных максимумов имеет северо-западное и северо-восточное простирания.

Тепловое поле. Самый низкий уровень теплового потока (30—40 мВт/м²) отмечается в пределах Волыно-Подольской плиты. Область повышенных значений потока (до 55 мВт/м²) наблюдается в западной части Львовского палеозойского прогиба. В Предкарпатском прогибе его уровень вновь несколько снижается (< 50 мВт/м²). В пределах флишевых Карпат тепловой поток неравномерно нарастает и достигает в Закарпатском прогибе максимальных значений (> 90 мВт/м²).

Эволюция переходного слоя кора — мантия

Механизм и характер пространственно-временной взаимосвязи поверхностных и глубинных структур изучался двумя методами: на основе статистического анализа геолого-геофизической информации с целью установления стохастических количественных закономерностей и математическим моделированием тектонических процессов с использованием ЭВМ.

Результаты математического моделирования процесса перемещения поверхности Мохо с учетом ее фазового характера и изостатического уравновешивания формирующейся структуры при изменении термодинамических параметров на дневной поверхности показали, что в период обращения движения Мохо кристаллический фундамент, дневная поверхность и М колеблются около определенных «уровневых» поверхностей. Это способствует их фиксации в пространстве и последующему отображению

при сейсмическом зондировании. Поэтому зона перехода от земной поверхности к мантии может рассматриваться как совокупность реликтовых поверхностей Мохо, образовавшихся вместе со стратиграфическими границами осадочного чехла в период основных седиментационных этапов. Для временной идентификации поверхностей раздела Мохо и стратиграфических горизонтов осадочного чехла вдоль II геотраверса был применен метод многомерного корреляционного анализа. Этим же методом был

Таблица 2. Закономерности корреляции рельефа дневной поверхности, основных сейсмических границ с геофизическими полями и геофизических полей между собой по геоблокам II геотраверса

	Дневная поверхность R	Кристаллический фундамент l	Подшва коромантийного комплекса M	Подшва коромантийного комплекса в геоблоке M_1	Кровля коромантийной смеси $K-M$	Аномалия $B_{\Delta g}$	Вариация силы тяжести δg	Поверхностный тепловой поток Q	Скорость вертикальных движений земной коры v
<i>I. Закарпатский прогиб</i>									
Q	—	—	—			+	—		—
Δg	—	—	—			—	—	+	—
δg	+	+	+			—	+	—	+
v	+	+	+			—	+	—	+
<i>II. Зона Пенинских утесов — Кросненская зона</i>									
Q	—	—	—		—	+	—		—
Δg	—	—	—		—	—	—	+	—
δg	+	+	+		+	—	—	—	+
v	+	+	+		+	—	+	—	+
<i>III. Скибовый + Бориславо-Покутский покровы</i>									
Q	+	+	—		+	—	—		+
Δg	+	+	—		+	—	—	—	—
δg	—	—	+		—	—	—	—	—
v	+	+	—		+	—	—	+	—
<i>IV. Самборская + Бильче-Волицкая зоны</i>									
Q	+	—	—		—?	—	—	—	+
Δg	+	—	—		—?	—	—	—	+
δg	—	+	+		+	—	—	—	—
v	+	—	—		—?	+	—	+	—
<i>V. Львовский палеозойский прогиб</i>									
Q	+	—	+	—		+	—		+
Δg	+	—	+	—		+	—	+	+
δg	—	+	—	+		—	—	—	—
v	+	—	+	—		+	—	+	—

Примечание: «+» прямая корреляционная связь; «—» обратная корреляционная связь.

исследован вопрос об отображении в тепловом [3] и гравитационном полях, скоростях СВДЗК [10] и вариациях силы тяжести [8] основных сейсмических границ земной коры: рельефа дневной поверхности R , кристаллического фундамента l , кровли коромантийного комплекса $K-M$ и его подошвы M (табл. 2). На профиле (рис. 3) было выделено пять блоков земной коры: Закарпатский прогиб (I), Складчатые Карпаты (II, зона Пенинских утесов — Кросненская зона), Скибовый покров Складчатых Карпат и Бориславо-Покутская зона Предкарпатского прогиба (III), Предкарпатский прогиб (IV) Самборский покров и Бильче-Волицкая зона, Львовский палеозойский прогиб (V). В центре блока III проходит разлом мантийного заложения являющийся, возможно, внешним краем Предкарпатского глубинного ли-

неамента и ограничивающий с юга Бориславо-Покутский покров Предкарпатского прогиба (Круглов, Глушко и др., 1978). Здесь же тенденция погружения глубинных сейсмических границ в сторону Складчатых Карпат и Предкарпатского прогиба сменяется их подъемом в сторону Львовского палеозойского прогиба.

Формирование М и К—М в Закарпатском прогибе и Складчатых Карпатах (блоки I—III) происходило одновременно с накоплением мезозойского и флишевого комплексов пород. Нижняя поверхность М более

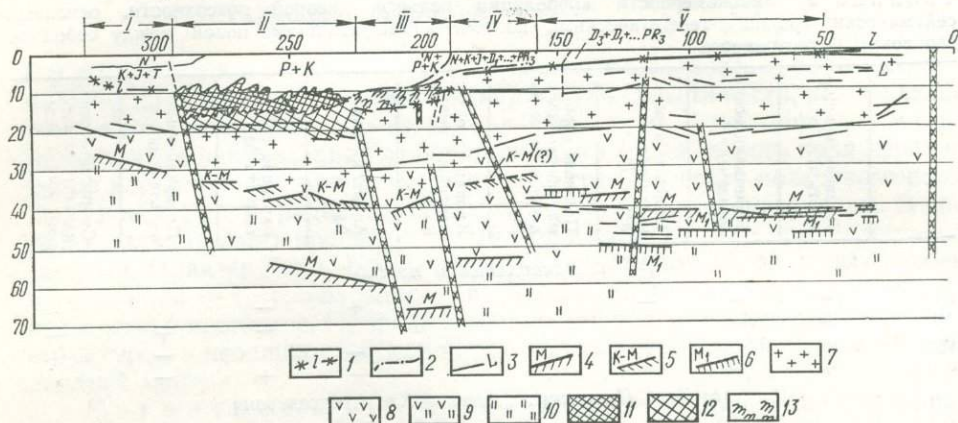


Рис. 3. Сейсмологический разрез по II геотраверсу (по С. С. Круглову, В. В. Глушко, В. Б. Соллогубу, А. В. Чекунову и др., 1978):

1 — поверхность кристаллического фундамента; 2 — границы структурно-фациальных зон; 3 — поверхность раздела в «гранитном» слое; 4 — поверхность Мохоровичича; 5 — поверхность коромантийного комплекса; 6 — поверхность Мохоровичича в геоблоке V; 7 — «гранитный» слой; 8 — «базальтовый» слой; 9 — коромантийный комплекс; 10 — мантия; 11 — мезозойско-палеозойский доплишевый комплекс; 12 — палеозойский доплишевый комплекс; 13 — отложения верхнего протерозоя; I — Закарпатский прогиб; II — зона Пеннинских утесов — Кросненская зона; III — Скибовый + Бориславо-Покутский покровы; IV — Самборская + Бильче-Волицкая зоны. V — Львовский палеозойский прогиб.

древняя, но ее перемещение продолжалось и в период альпийской складчатости. Приподнятое положение М в блоках IV и V, видимо, обусловлено особенностями их эволюции в протерозое.

Для всего профиля характерна прямая связь между гравитационным и тепловым полем. Для Закарпатского прогиба (I) и Складчатых Карпат (II) отмечается прямая корреляция вариаций силы тяжести со скоростями СВДЗК (для полупериода 1882—1937 гг.) и обратная связь последних с тепловым и гравитационными полями. Для блоков III—V тепловое и гравитационное поля прямо связаны со скоростью СВДЗК и обратно с вариациями силы тяжести.

Таким образом, по взаимодействию геофизических полей между собой и отображению в них поверхностей рельефа, кристаллического фундамента и коромантийного комплекса Закарпатский прогиб с прилегающей частью Складчатых Карпат отличается от остальной части профиля. Это свидетельствует о разной тектонической эволюции блоков I + II и IV + V (блок III занимает промежуточное положение).

Аномалии глубинной электропроводности

В программу комплексных глубинных исследований на Карпатском полигоне входило выяснение возможности выделения горизонтальных неоднородностей проводимости земной коры и верхней мантии. С этой целью за последние годы выполнен значительный объем профильных

круглосуточных наблюдений геомагнитных вариаций на территории Карпат и прилегающих районов. Полевые наблюдения обработаны методами магнитовариационного профилирования (МВП) по бухтообразным вариациям и геомагнитного профилирования (ГМП) по спокойным солнечносуточным вариациям S_q .

Обработка методом МВП сводилась в основном к построениям векторов индукции (Визе) и графиков относительных амплитуд вариаций вертикальной и горизонтальной составляющих. По векторам индукции выявлена региональная аномалия в пределах Поркулецкой зоны Складчатых Карпат [1]. Вторая аномалия локального характера проявляется в зоне сочленения Предкарпатского прогиба и Складчатых Карпат в виде относительного минимума графика вертикальной составляющей (рис. 4). Аномалеобразующее тело в Складчатых Карпатах, по данным приближенной интерпретации на основе цилиндрической модели источника вариаций, залегает на глубине порядка 30 км. По результатам МТЗ в районе Рахова глубина около 20 км [7].

Метод ГМП находится в стадии разработки и опытного опробования. Самым существенным в нем является использование импеданса базового пункта и относительных амплитуд соответствующих гармоник S_q -вариаций вертикальной и горизонтальной составляющих геомагнитного поля для определения кажущегося импеданса на основе принципа экstrapоляции. Результаты определения импедансов получают практически не искаженными, поскольку поверхностные неоднородности не оказывают заметного влияния на длиннопериодные геомагнитные вариации. По значениям импедансов вычисляются кажущиеся удельное сопротивление и глубина.

Количественная интерпретация указанных параметров основана на отождествлении приводящего слоя мантии с астеносферным сейсмическим волноводом. Расчетные формулы получены способом наименьших квадратов на основе стандартной трехслойной модели геоэлектрического разреза с конечным удельным сопротивлением основания. При этом используется известная глубина до низкоскоростного слоя по сейсмическим данным на базовом пункте. Таким образом, при некоторых упрощающих предположениях удается определить глубину h_a и удельное сопротивление ρ_s проводящей границы верхней мантии.

Для привязки параметров ГМП к глубине до низкоскоростного слоя необходимо проведение сейсмических и магнитотеллурических исследований в одном и том же пункте. К сожалению, такие комплексные работы до сих пор не проводились. Поэтому приходится пользоваться данными наблюдений ближайших геомагнитных обсерваторий от пунктов сейсмических исследований. Полученные параметры ГМП привязаны к глубине 75 км. За базовый пункт принята геомагнитная обсерватория Тихань, расположенная в Паннонской впадине. Глубина до низкоскоростного слоя определена по естественным объемным волнам (Бистричани, Эгид, 1973).

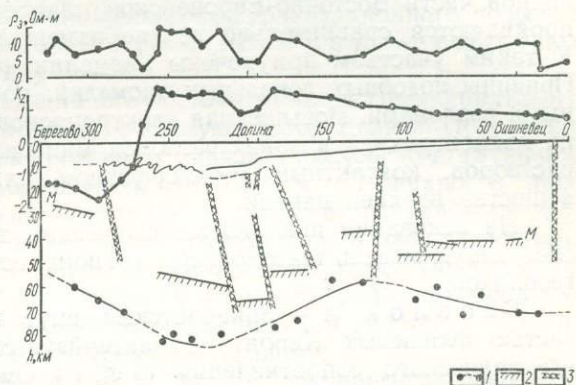


Рис. 4. Глубина до астеносферы по II геотраверсу: 1 — профиль глубины до астеносферы по данным S_q -вариаций; ? — граница Мохо; 3 — глубинные разломы.

В пределах района исследований вычисленные значения глубины проводящего слоя h_a изменяются в среднем от 60 до 80 км и удельного сопротивления ρ_3 — от 5 до 15 Ом · м. Взаимоотношение этих величин в общем соответствует астеносферному слою по обобщенной геоэлектрической модели Макдональда [2].

На рис. 4 приведено сопоставление глубины h_a с сейсмогеологическим разрезом вдоль профиля III ГСЗ. В данном случае изменения глубин качественно совпадают с профилем границы Мохо. Сходные результаты сопоставлений получаются по профилю VIII ГСЗ. Региональные особенности пространственного изменения сопротивлений выделяются по изолинии 11 Ом · м. Повышенные сопротивления охватывают Львовский прогиб, северо-западную часть Предкарпатского прогиба и Складчатые Карпаты. Относительно низкие сопротивления в Закарпатском прогибе и почти на всей западной части Восточно-Европейской платформы. На отдельных участках проявляются сравнительно резкие изменения удельных сопротивлений. К таким участкам приурочены аномалии в бухтообразных вариациях. Причины подобных локальных аномалий, по-видимому, связаны с глубинными разломами. Повышенная электропроводность может быть обусловлена концентрацией в зонах разломов минерализованных гидротермальных растворов, контактным метаморфизмом или подтоком расплавленного вещества верхней мантии.

На основании анализа геофизических данных можно предположить следующую модель тектоносферы региона, состоящую из четырех крупных геоблоков.

Геоблок А — Закарпатский внутренний прогиб с прилегающей частью флишевых Карпат. Характеризуется пониженными значениями электрического сопротивления ($\rho \leq 10$ Ом · м), небольшой скоростью СВДЗК ($\leq 1,0$ мм/год), утоненной мощностью земной коры (≤ 40 км) и минимальной глубиной залегания подошвы литосферы (< 70 км). Этот геоблок подразделяется на две зоны:

зона A_1 , околтуренная изолинией $\bar{\rho} = 8$ Ом · м, охватывает Чоп-Мукачевскую впадину, северные части Выгорлат-Гутинской гряды и внутренних элементов флишевых Карпат; в пределах этой зоны установлены аномально высокие величины тепловых потоков (≥ 90 мВт/м²), повышенная напряженность гравиационного и магнитного полей мозаичного типа;

зона A_2 , околтуренная изолинией $\bar{\rho} = 6$ Ом · м, охватывает Солотвинскую впадину и южные части внутренних элементов флишевых Карпат; в пределах зоны установлен повышенный фон теплового потока (70—80 мВт/м²), градиентно-полосовой характер гравитационного поля и отрицательный знак магнитных аномалий.

Таким образом, проявляющаяся в физических полях геоблока А поперечная зональность находит свое отражение в геологической структуре Закарпатья и покровах внутренних зон флишевых Карпат и ощущается вплоть до Кросненской зоны Карпат. На границе с этой зоной происходит резкое погружение подошвы литосферы от среднего для Закарпатья значения 60 км до максимального значения для Карпат — приблизительно 80 км. Ось Карпатской магнитной аномалии (МТЗ) с севера ограничивает основной рой землетрясений, а изолиния $\rho = 10$ Эм · м — всю область известных землетрясений.

Геоблок Б — Складчатые Карпаты и Бориславо-Покутская зона Предкарпатского прогиба. Ограничен с севера и юга изолиниями $\rho = 11$ Ом · м. Условно с северо-востока его граница проходит по Краковецкому и Стрыйскому, а на юго-востоке — по Радеховско-Рогатинскому разломам. Относительные погружения раздела Мохоревичича альпийского (37—45 км)

и позднепротерозойского (55—65 км) времени консолидации сопровождаются здесь увеличением мощности литосферы до 70—80 км. Геоблоку соответствует интенсивный региональный Карпатский минимум силы тяжести, близкий к нулевому уровню фон магнитного поля и градиентный характер поля тепловых потоков (40—70 мВт/м²). Скорость СВДЗК достигает 2 мм/год.

Г е о б л о к В — северо-восточная часть Предкарпатского и западная часть Львовского палеозойского прогибов. Оконтурен изолинией $\bar{\rho} = 13 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ и ограничен разломами Луцким, Радеховско-Рогатинским и Краковецким. Он характеризуется наиболее глубоким залеганием поверхностей консолидированной части коры Моховоричича (соответственно позднепротерозойского — 65 км и раннепротерозойского — 55 км времени консолидации) и максимальным прогибом подошвы литосферы до 75—85 км. Здесь отмечается относительно пониженный фон гравитационного, повышенный фон магнитного и теплового полей ($> 40 \text{ мВт/м}^2$), а также повышенные скорости СВДЗК ($> 2 \text{ мм/год}$).

Г е о б л о к Г, включающий юго-восточную часть Предкарпатского, южную часть Львовского прогибов и южную часть Вольно-Подольской плиты. Он ограничен с севера Луцким, с запада Радеховско-Рогатинским разломами и оконтурен изолинией $\rho = 6 \text{ Ом} \cdot \text{м}$. Поверхность Мохо раннепротерозойского времени консолидации залегает на глубинах 40—43 км, литосфера утоняется до 60 км. В пределах этого блока локальные прогибы литосферы (до 70—75 км), возможно, соответствуют участкам консолидированной коры с различной внутренней структурой и временем консолидации. Условно геоблок может быть разделен на две зоны, граница между которыми проходит по Бережанскому разлому:

зона Γ_1 оконтурена изолинией $\rho = 8 \text{ Ом} \cdot \text{м}$; в ее пределах преобладают мозаичные аномалии силы тяжести и магнитного поля; здесь отмечаются наибольшие значения скорости СВДЗК ($2,0 < v \leq 3,6 \text{ мм/год}$), самые низкие значения теплового поля ($\sim 35 \text{ мВт/м}^2$), общее приподнятое положение дорифейского фундамента, поверхности Мохо и литосферы (60 км) с отдельными ее прогибами до 75 км;

зона Γ_2 , оконтуренная изолинией $\rho = 6 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, приближенно совпадает с Буковинским поперечным поднятием. В ее пределах отмечаются линейно-протяженные гравитационные аномалии, слабодифференцированное магнитное поле положительного знака и низкие значения теплового потока ($\sim 40 \text{ мВт/м}^2$), промежуточные между повышенными ($> 2,0 \text{ мм/год}$) и пониженными ($v \leq 1,0 \text{ мм/год}$) значения скорости СВДЗК. Наблюдающиеся в геоблоке Г землетрясения располагаются в местах, где значения $\rho < 11 \text{ Ом} \cdot \text{м}$.

Установленные соотношения крупных геоэлектрических аномалий с морфологией и гипсометрией основных разделов коры, а также развитых в ее пределах осадочных комплексов и структур, находящихся свое отражение в особенностях физических полей и современных движениях, указывают на литосферную природу тектогенеза. Это иллюстрируется изменениями мощности литосферы в перечисленных выше геоблоках.

1. Бондаренко А. П., Билинский А. И., Седова Ф. И. Геомагнитные вариации в Советских Карпатах.— Киев: Наук. думка, 1972.— 114 с.
2. Ботт М. Внутреннее строение Земли.— М.: Мир, 1974.— 218 с.
3. Кутас Р. И. Украинские Карпаты.— В кн.: Глубинный тепловой поток Европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1974, с. 114—129.
4. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР.— М.: Наука, 1977.— 535 с.
5. Рахимова И. Ш. Связь реликтовых поверхностей Моховоричича с тектонической циклическостью.— Геофиз. сб., 1976, вып. 74, с. 32—37.

6. Рахимова И. Ш., Альтман А. Д. Природа переходного слоя кора — мантия в Украинских Карпатах.— В кн.: V Всесоюз. школа-семинар по электромагнитным зондированиям: Тез. докл. Киев : Наук. думка, 1978, с. 71—72.
7. Рокитянский И. И., Амиров В. К., Кулик С. Н. и др. Карпатская аномалия электропроводности.— Геофиз. сб., 1976, вып. 72, с. 45—50.
8. Собакарь Г. Т., Сомов В. И., Кузнецова В. Г. Современная динамика и структура земной коры Карпат и прилегающих территорий.— Киев : Наук. думка, 1975.— 127 с.
9. Сомов В. И. Изучение закономерностей проявления во времени современных вертикальных движений земной коры в Советских Карпатах.— В кн.: Современные движения земной коры. Братислава, 1977, с. 112—118.
10. Сомов В. И. Карта современных вертикальных движений земной коры Украины для периода 1895—1937 гг.— Геофиз. сб., 1977, вып. 76, с. 68—72.
11. Субботин С. И. Глубинное строение Советских Карпат.— Киев : Изд-во АН УССР, 1955.— 260 с.
12. Юркевич О. І. Повільні деформації поверхні Землі.— Київ : Вид-во АН УРСР, 1963.— 72 с.
13. Bistriczany E., Egged L. The determination of LVL depth from data of closely spaced seismological stations.—Geofiz. közl., 1973, 21, N 1—4, old. 83—85.

УДК 551.241 : 550.3 : 477.8

В. И. Хоменко

Институт геофизики им. С. И. Субботина АН УССР, Киев

**ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
УКРАИНСКОГО ЩИТА И ОБЛАСТИ ПЕРЕХОДА
К КАРПАТСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ
(ПО МАТЕРИАЛАМ АНАЛИЗА
ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ)**

Строение области перехода от участков древнейшей консолидации Украинского щита к геосинклинальным ответвлениям Тетиса вследствие объединения на сравнительно ограниченном пространстве различных по происхождению и истории развития геотектонических явлений значительно сложнее многих других регионов. Изучение тектоники этой территории выдвигает перед исследователями ряд трудных вопросов, обусловленных наложением разновозрастных геотектонических провинций, таких как юго-западное окончание древней Восточно-Европейской платформы и ее палеозойского обрамления, которое на значительном протяжении перекрыто альпийскими горными сооружениями Карпат и др. Проблема молодых структурно-тектонических этажей требует выяснения особенностей структуры, сформированной в ходе предшествующих этапов тектонического развития. При этом возникают такие сложные вопросы, как проведение юго-западной границы древней Восточно-Европейской платформы, выяснение структуры древних образований, установление характера структур, обрамляющих древнюю платформу с юго-запада, и роли древних структурных элементов в формировании альпийской тектоники, и другие, решить которые довольно сложно. Так, прослеживание в юго-восточном направлении зоны Тейссейре — Торнквиста, вдоль которой на территории Польши проводится юго-западная граница Восточно-Европейской платформы [34, 36], сопряжено со значительными трудностями, объясняющимися также наложением разновозрастных тектонических единиц.

В пределах Советских Карпат и прилегающей части платформы давно известны тектонические элементы северо-западного, субкарпатского простирания. Эти направления преобладают в строении структурных зон и разделяющих их дизъюнктивных нарушений, локальных структур и др. Край

древней платформы имеет на этом участке северо-западное простирание. Кроме того, все большее внимание исследователей привлекают элементы северо-восточного простирания. Структурные линии этого направления отмечал в своих тектонических построениях В. Тейссейре в виде линий различного возраста эпейрогенеза [37]. Это антиклиналь Кельцы — Валдай, линии Завихост — Курдванов, Гологоры — Кременец, Ковалевка — Смыковцы, Черновцы — Перковцы и др.

С накоплением геологических фактов тектонические элементы, приуроченные к этому направлению, устанавливаются более уверенно.

Структурные элементы и зоны двух указанных направлений были прослежены и описаны С. И. Субботиным [23]. Как и в работах других исследователей, здесь тектонические элементы поперечного к Карпатам направления четко прослежены на юго-западном окончании Восточно-Европейской платформы и в Закарпатье. В пределах складчатых Карпат дело обстоит значительно хуже. Если раньше это объяснялось слабой изученностью указанной территории, то последующие более детальные исследования позволили наметить здесь всего лишь незначительное количество единичных элементов северо-восточного простирания, которые прослеживаются с трудом и главным образом по косвенным признакам [31]. Гораздо больше их в области, примыкающей к платформе, где нарушения этого направления делят зоны и отдельные структуры субкарпатского простирания на отдельные блоки, а также в части Карпат, расположенной к юго-западу от линии Балигруд — Межгорье — Рахов.

В последнее время на западе Украины выявлено значительное количество тектонических элементов субмеридионального простирания, которое у В. Тейссейре представлено линиями Горнад — Ковно и Мельник — Сураж. На западном склоне Украинского щита структурные элементы такого простирания по геофизическим данным одними из первых выделили В. Б. Соллогуб, В. И. Клушин и др. [11, 18, 24]. В этом направлении по материалам сейсмометрии и гравиметрии много сделано исследователями Западно-Украинской геофизической разведочной экспедиции [8, 28, 33]. О существовании этой группы тектонических элементов свидетельствуют также геоморфологические данные: долины левых притоков Днестра (Золотой Липы, Стрипы, Серета, Збруча, Смотрича, Лядовы и др.) имеют меридиональное направление. Нарушения, имеющие это направление, достаточно хорошо выделяются при рассмотрении гравитационного и геомагнитного полей. Более того, эта система тектонических элементов распространена достаточно широко, затрагивает образования древнего фундамента, погружающегося к западу от выхода на поверхность щита, и достигает раздела М [24]. В пределах Карпат и Предкарпатья структурные элементы субмеридионального простирания нами были отмечены в 1968 г. [31] и высказана мысль о том, что они выражают ступенеобразное погружение древних образований, аналогичных известным в западной части Украинского щита и на его западном склоне.

Большой объем геофизических исследований, выполненных к настоящему времени в пределах региона, позволяет осветить особенности его строения на различных этапах тектонического развития. Наиболее подробно изучено поле силы тяжести. С целью его анализа и выделения тектонических элементов различной глубинности и природы произведено аналитическое продолжение поля силы тяжести в верхнее полупространство на нескольких уровнях и вычислены остаточные аномалии на этих уровнях*. Использо-

* Вычисления выполнены А. И. Бондарь по программам, разработанным в отделе глубинных процессов Земли и гравиметрии Института геофизики им. С. И. Субботина АН УССР под руководством В. И. Старостенко.

зовались также результаты преобразований поля силы тяжести по методу Саксова — Нигарда *. Материалы расчетов в обобщенном виде представлены на рис. 1.

Результаты анализа гравитационного и геомагнитного полей, дополненные картами трансформированного поля и данными глубинного сейсмического зондирования, положены в основу выделения тектонических элементов, представленных на рис. 2.

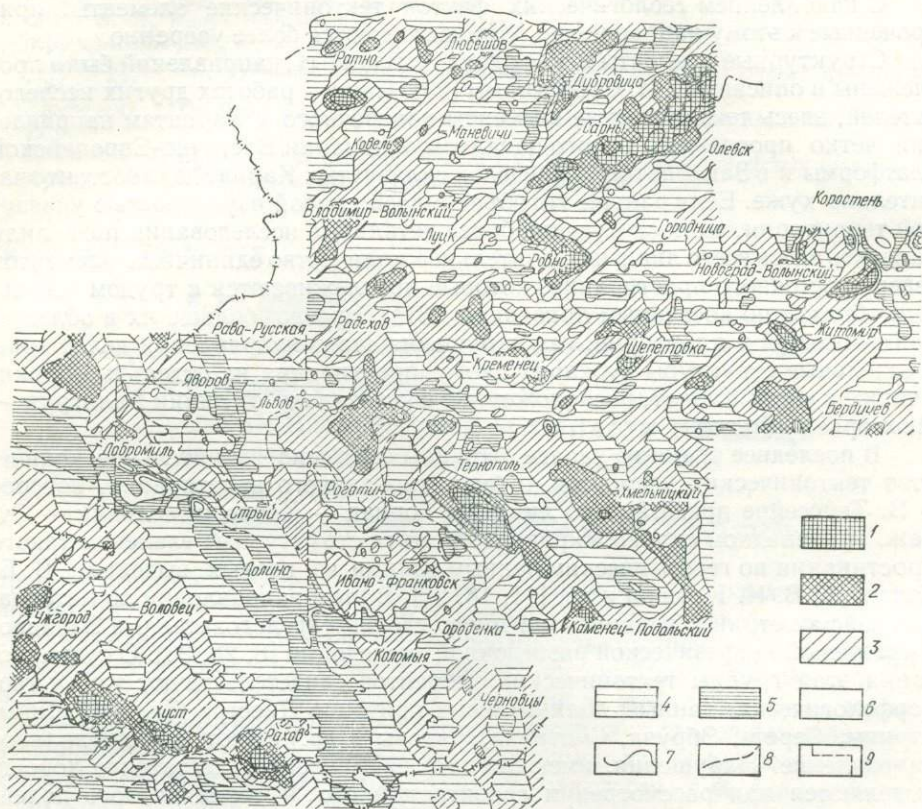


Рис. 1. Схема локальных аномалий силы тяжести:

1—3 — области максимальных значений (1 — особо интенсивные максимумы); 4, 5 — области локальных минимумов (5 — более глубокие минимумы); 6 — наиболее интенсивные минимумы; 7—8 — границы локальных аномальных зон, полученных пересчетом поля в верхнее полупространство 7 и преобразованием поля по способу Саксова — Нигарда; 9 — граница зональных аномалий, рассчитанных различными способами.

Возникновение структурных элементов различного направления в пределах советской части Карпат предопределено сложной историей развития этого участка земной коры. Здесь проходит граница древней Восточно-Европейской платформы, молодая эпибайкальская платформа примыкает к древней платформе по тектонической зоне, которая на территории Польши получила название зоны Тейссейре — Торнквиста [29] и имеет черты авлакогена (Средне-Польский авлакоген по [36]) и характеризуется специфическим глубинным строением земной коры и верхов мантии. На профиле VII ГСЗ в ПНР в области авлакогена глубина залегания верхней мантии достигает 50 км, в то время как за пределами этой зоны верхняя мантия находится на глубин-

* Расчеты выполнены под руководством И. И. Бородатого.

нах порядка 35 — 40 км. При этом характер перехода от коры к верхней мантии в зоне Тейссейре — Торнквиста отличается от остальной части территории. Граничная скорость в верхней мантии здесь повышается до 8,4 км/с. В пределах зоны Тейссейре — Торнквиста, являющейся областью континентального рифта, скорости сейсмических волн в переходной зоне кора — мантия, кровля которой находится на одном уровне с разделом М в соседних областях, совпадает с величиной аномальных скоростей в пределах Байкальской и других зон континентального рифтогенеза и составляет 7,7 км/с [17]. Для районов, соседних с Байкальским рифтом, на Сибирской платформе и в Забайкалье скорости на разделе М составляют 8,1—8,2 км/с. Для северной части Рейнского грабена скорости также равны 7,7 и 8,2 км/с соответственно, а мощность мантии с аномальной скоростью составляет менее 20 км. В зоне Тейссейре — Торнквиста в месте пересечения ее с профилем VII ГСЗ мощность аномальной мантии (переходной зоны кора — мантия) составляет около 10 км.

Исходя из утверждения [17] об однотипности физического состояния вещества мантии в зонах континентального рифтогенеза, можно по аналогии с Байкальским рифтом предполагать, что под рифтообразной зоной Тейссейре — Торнквиста находится волновод Гутенберга со скоростями распространения упругих волн порядка 7,7—7,8 км/с. Если удастся подтвердить расчетами предположение о разуплотнении здесь верхней мантии, то это подтвердит гипотезу о наличии зоны частичного плавления и будет еще одним аргументом в пользу наличия здесь континентального рифта.

Зона Тейссейре — Торнквиста прослеживается в юго-восточном направлении, отделяя древнюю Восточно-Европейскую платформу от более молодого субстрата Карпат. Естественно, что на таком большом протяжении в ней, вероятно, имеют место латеральные неоднородности. Особенно вероятно ожидать изменение характеристики этой зоны в месте пересечения ее с субмеридиональной областью утолщенной коры [24]. Действительно, на территории СССР, под областью, перекрытой надвигом Карпат и непосредственно примыкающей к нему с северо-востока, расположена зона с максимальными глубинами залегания раздела М [6, 24]. Здесь также продолжается область больших глубин до раздела М, отмеченная на профиле VIII в зоне Радеховского разлома и к западу от нее [6, 22], и кроме того, отразилась поперечная к Карпатам структура, известная под названием Паннонско-Волынского прогиба [32] (Волынский авлакоген по В. Н. Утробину [27]), имеющая северо-восточное простирание и прослеживающаяся от впадины Алфельд в Венгрии через Карпаты в сторону Украинского щита. Эти древние элементы сами по себе обуславливают три главнейших тектонических направления в этом регионе.

Ранее говорилось о продолжении направлений, характерных для Судет и Предсудетской моноклинали, и самих этих структур в пределы Закарпатского прогиба и далее на юго-восток, и связывались эти структуры с линией Печиняга [30, 31]. В свете новых данных эти выводы получают более убедительную аргументацию [34, 35, 36].

Рассмотрим отдельные структурные зоны и разломы. Как следует из рис. 2, структура региона подчинена двум взаимно перпендикулярным тектоническим системам: широтно-меридиональной и северо-восток — северо-западной. Уже из менее четкого проявления первой системы можно сделать вывод о ее более древнем возрасте и о том, что образованные ею структуры подверглись деструкции под воздействием процессов, связанных со второй, более молодой системой.

Субширотные элементы группируются в несколько зон: на севере это нарушения, ограничивающие Припятский вал и Припятский грабен [18].

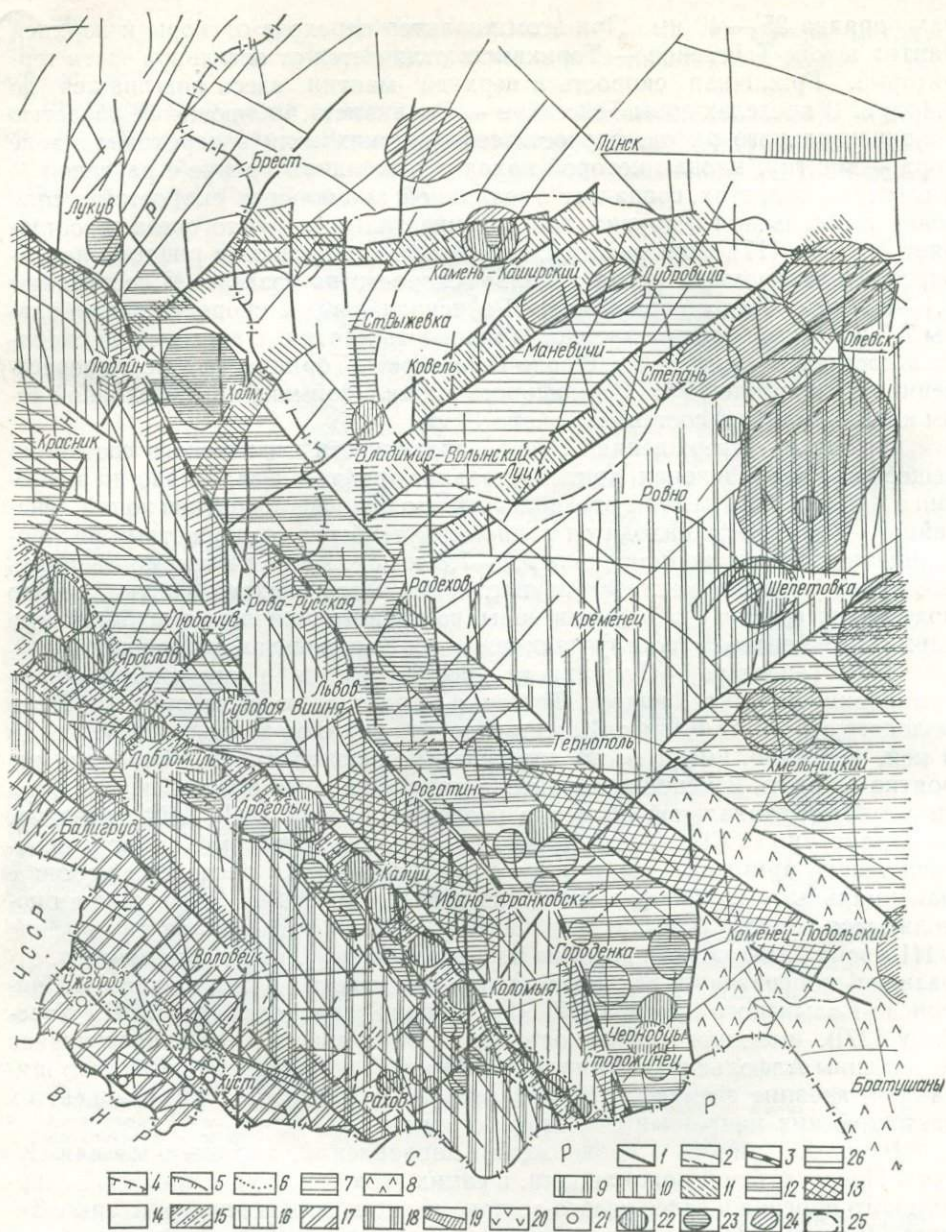


Рис. 2. Схема основных тектонических элементов юго-западного края Восточно-Европейской платформы и прилегающей части Карпат:

1, 2 — зоны разрывных нарушений (1 — основные, 2 — второстепенные); 3 — предполагаемая граница Восточно-Европейской платформы; 4 — граница берегового надвига Карпат; 5 — граница Стебнического надвига; 6 — границы геологических зон; 7, 8 — приподнятая часть древних образований шита к юго-востоку от Тетеревско-Колымьского разлома, 8 — относительно опущенная часть в этой зоне; 9—11 — структурные зоны в пределах Панноско-Волынского поперечного прогиба; 9 — переходная зона к области развития уплотненной коры; 10 — зона разуплотненной коры, характеризующаяся региональным минимумом силы тяжести — палеоавлагоцен ранней стадии развития платформы (?); 11 — Припятский вал и зоны горстов типа Припятского вала; 12 — зона предполагаемого перикратонного опускания вдоль края древней платформы; 13 — участки локальных максимумов силы тяжести, отображающие структуры, обусловившие образование рифов; 14 — каледонское складчатое сооружение; 15 — Лежайско-Добруджинская погребенная гряда (байкалды); 16 — область сравнительно спокойной тектоники — каледонский предгорный прогиб — каледонская платформа (?); 17 — варисцийское складчатое сооружение Пракарпат; 18 — варисцийский пред-

В направлении с севера на юг последовательно выделяются Андрушовская, Винницкая и Южная зоны [5]. Нашими исследованиями они достаточно уверенно прослеживаются только до меридиана Ковель — Радехов — Отыня, а затем с трудом обнаруживаются в пределах Карпат и прилегающих к ним областей. Расстояния между зонами нарушений в этой системе колеблются от 30 до 130 км.

Отмеченный выше перерыв в трассировании субширотных элементов, по-видимому, связан с пересечением их с уже упоминавшейся зоной увеличенной мощности земной коры, наблюдаемой по материалам ГСЗ к западу от линии, которая связывается с субмеридиональным Радеховским разломом.

В формировании тектонического облика региона существенную роль сыграли субмеридиональные элементы. Так, ранее были выделены зоны разломов Корецкая, Ровенская, Пелча-Устечко, Рогатинская (Гороховская, Радеховская). К западу от них нам удалось наметить еще две: Сокальская, прослеженную от Старой Выжевки через Владимир-Волынский, Сокаль, западнее Перемышля на Ясиню, и Холмскую, проходящую от г. Холм в ПНР, через Раву-Русскую, Дрогобыч, Тухлю, Межгорье и уходящую за пределы страны между Хустом и Вышковым. По-видимому, именно Радеховская и Холмская зоны ограничивают субмеридиональную область с большой мощностью земной коры. Ширина этой области возрастает от 85 км в районе Владимира-Волынского до 110 км вблизи Рахова. К западу от Холмской зоны фрагментарно прослеживается еще ряд субмеридиональных элементов (с севера на юг): в районе Лукова, к северу от Люблина, севернее Любачева, в Закарпатье — от Воловца на Виноградово и от Мукачова на Берегово, в районе Ужгорода. То обстоятельство, что нарушения, входящие в субмеридиональную систему, прослеживаются к югу от границы древней платформы, говорит об их весьма древнем возрасте. Сеть субмеридиональных нарушений четко прослежена также к юго-востоку от линии Рахов — Коломыя — Волочиск (Коломыйско-Тетеревский разлом), являющейся северо-западной границей Буковинского поднятия.

Нарушения субмеридионального направления отмечаются и к юго-западу, за пределами СССР во внутрикарпатской области — Горнадская система разломов в Чехословакии. Очевидно, меридиональная часть Выгорлат-Гутинской вулканической гряды связана с нарушением, относящимся именно к этой системе.

На востоке Украины наиболее древние структурные элементы того же простираения относятся к субмеридиональным грабен-синклиналям и тракуются как корни древних складчатых систем [22]. Время заложения структурных элементов субмеридиональной системы на западе Украины по аналогии с выделяемыми в восточной и центральных частях республики также можно отнести к раннему протерозою [23]. Расстояние между отдельными зонами разломов в системе колеблется в пределах 40 км.

На территории Польши отмечена еще одна зона субмеридиональных нарушений, простираение которой, однако, несколько отличается от описанного выше, — зона Красник-Балигруд. В Советских Карпатах элементы ее прослеживаются от Нижанковичей в направлении к Сваляве [31].

Как видно из прилагаемой схемы (см. рис. 2), тектонический облик региона в основном формируется системой элементов северо-восточного и северо-западного простираения. Это, прежде всего, юго-западная граница

горный прогиб (?); 19 — зона Пьенинских утесов; 20 — Выгорлат-Гутинская вулканическая гряда; 21 — древние вулканы, установленные по геомагнитным данным [30]; 22 — локальные максимумы силы тяжести; 23 — локальные минимумы силы тяжести; 24 — контуры палеовулканических очагов, намеченные по геомагнитным данным в пределах западного склона Украинского щита; 25 — участки относительно разуплотненной коры — купола гранитоидного состава (?); 26 — предполагаемая осевая часть Волынского авлакогена.

древней платформы. В последнее время появились работы, в которых эта граница проводится от Ивано-Франковска на Перемышляны, Владимир-Волынский, а затем поворачивает на запад и, огибая Холм, уходит к северу от Люблина на Коцк [13, 16, 38]. В то же время материалов бурения для обоснования этой точки зрения пока недостаточно.

Мы склонны рассматривать границу древней платформы на этом участке как следствие глубинных процессов и особенностей глубинного строения, которые ими обусловлены. В связи с этим юго-западная граница платформы на участке от Люблина до Черновцов проводится нами по зоне особо высоких градиентов силы тяжести, разделяющей области с разным типом гравитационного поля. Зона высоких градиентов силы тяжести прослеживается от Люблина через Замостье до Холмской зоны субмеридиональных нарушений, где она несколько сдвигается к северо-востоку и далее прослеживается от Равы-Русской на Львов и восточнее Ивано-Франковска. К юго-востоку от Ивано-Франковска она еще раз смещается на северо-восток (или на север) и дальше следует через район Городенки и Сторожинца к государственной границе. Таким образом, один разрыв приходится на Холмскую зону нарушений, а второй — на область пересечения Радеховской и Коломыйско-Тетеревской зон. Такая трактовка согласуется с материалами ГСЗ и близка к точке зрения наших польских коллег о границе платформы на территории Польши [34, 36].

Выше говорилось, что тектонические зоны северо-восточного простира-ния и ограничивающие их разломы достаточно четко прослеживаются до границы древней платформы и лишь некоторые из них имеют хорошо выраженный сквозной характер. На северо-западе такой зоной является Люблин-Брестская (Вишницкий разлом, или сброс Ганны [20]), которая отделяет Западно-Белорусскую древнюю складчатую систему, ограничивающую с юго-востока Мазовецкий массив [25], от Паннонско-Волынского поперечного прогиба, и представлена чередованием полос биотитовых гнейсов, гранито-гнейсов и мигматитов с полосами амфиболитов, амфиболовых гнейсов, кристаллических сланцев и гранитоидов. Возраст указанных образований трактуется как свекофенно-карельский [25]. Амплитуда сброса по поверхности кристаллического основания составляет здесь 1445 м. Вероятно, Люблинско-Брестская зона нарушений ограничивает с северо-запада Паннонско-Волынский поперечный прогиб. На территории Польши для этой зоны выделяются полосы чередования гнейсо-мигматитовых и гранулитовых образований с метасоматическими гранитоидами того же свекофенно-карельского возраста [9]. Вся рассматриваемая область относится к Подляско-Берстской впадине. Указанные полосы пород четко проявляются в гравитационном и геомагнитном полях.

В юго-восточном направлении описанные образования погружаются, чем, видимо, объясняется нечеткое проявление в этой части территории структурных элементов. Петрографическая дифференциация пород здесь также ниже [25].

Начиная от линии Грубешов — Ковель появляются элементы более восточного простира-ния. В поле силы тяжести выделено две полосы, аномалии в которых морфологически сходны с аномалиями Северо-Украинской горстовой зоны (Припятского вала) [18]: Ковельская и Луцкая горстовые зоны. Между этими зонами глубина залегания дорифейского фундамента максимальна. Луцкая зона с востока ограничена известной Суццано-Пержанской зоной разломов. Ширина выделяемых горстовых зон, как и Припятского вала, 15—20 км. Субмеридиональными нарушениями они рассечены на отдельные блоки. За линию Холм — Радехов ни одна из этих зон нами не прослежена.

Дальше на юго-восток выделяется три зоны предполагаемых разломов: Дрогобыч — Берестечко — Березно — Перга, Болахов — Кременец — Городница, Рахов — Коломыя — Волочиск (Коломыйско-Тетеревский разлом). Эти зоны разделяют области, характеризующиеся различной плотностью глубинного вещества. Область Перемышляны — Ровно — Олевск — переходная от области с повышенной плотностью земной коры к разуплотненной зоне, расположенной в полосе Ивано-Франковск — Тернополь — Новоград-Волынский. В пределах Буковинского поднятия прослежена нарушенная зона, протягивающаяся от Сторожинца, через Хотин на Новую Ушицу. Вторая зона намечена в районе Старой Ушицы. В работе [20] выделен ряд чередующихся поднятий и впадин северо-восточного простирания, разделенных разломами. Область максимального прогибания фундамента, как отмечалось, здесь имеет северо-восточное простирание и находится в полосе, ось которой проходит через Сокаль и далее между Ковелем и Луцком на Дубровицу. В северо-восточной части рассматриваемой территории наблюдается пересечение разломов и тектонических зон различного направления. Особенно дислоцирован узел Кухотская Воля — Дубровица и район Перги.

Следует обратить внимание на то, что существует две системы северо-восточного простирания на севере региона: более древняя, четко устанавливаемая в пределах обрамления Мазовецкого выступа кристаллического фундамента; угол, образуемый нарушениями этой системы с субмеридиональными разломами, около $30-35^\circ$. Система более молодых нарушений, вероятно, ограничивающих структуры рифейского этапа развития, составляет с субмеридиональными разломами углы около 50° . Разломы первой системы развиты в основном на северо-западе, к югу от Андрушовской разломной зоны они, по нашим материалам, не устанавливаются. Вторая система распространена в центральных частях региона.

На юго-западе преобладают структурные элементы северо-западного простирания. Это направление, по-видимому, предопределено глубинной зоной, формировавшей край древней платформы, о чем говорилось выше. Серия тектонических линий северо-западного простирания сопровождает край платформы с северо-востока. Одна из них — Тернопольский разлом, прослеживающийся на большое расстояние от Лукова, севернее Холма, Грубешова, через Радехов, Тернополь на Старую Ушицу, отделяет обширную полосу вдоль края платформы. В пределах этой полосы устанавливается цепочка локальных минимумов силы тяжести. Эта зона, вероятно, является областью перикратонного опускания, сопровождающей край платформы. Ее ширина возрастает в юго-восточном направлении.

Вдоль Тернопольской зоны разломов, в ее юго-восточной части, на участке Тереховля — Гусятин — Старая Ушица выделяется зона максимумов силы тяжести, отображающая структуру, определяющую местоположение рифовой гряды — Подольских Толтр. Эта зона нарушений ранее известна под названием Тереховлянской зоны глубинного разлома [14]. Выделяемая нами зона располагается северо-восточнее.

На склоне Украинского щита намечается еще ряд элементов северо-западного простирания: Староконстантинов — Синява, Дубно — Красиллов, Любомль — Кременец и Хмельницкий, Волочиск — Новая Ушица (так называемая Подольская зона разломов, являющаяся юго-западной границей Украинского щита на этом участке). Время заложения этой зоны разломов довендское [5].

Область, расположенная к юго-западу от зоны, принимаемой за границу древней платформы, в тектоническом отношении весьма сложная вследствие наложения ряда последовательных тектонических процессов,

отобразивших байкальский, каледонский, герцинский и альпийский этапы развития региона [3, 4, 13, 16, 19, 27, 32, 38].

Анализ поля силы тяжести позволил наметить полосу развития плотных образований, прослеживающуюся от Ярослав в ПНР, через Перемышль и Самбор в юго-восточном направлении на Косов, и далее уходящую на территорию Румынии. Эта полоса соответствует выделяемой по геологическим данным зоне древних верхнепротерозойских пород под названием Лежайского массива [4], а затем Лежайско-Добруджинской гряды [16]. Гряда, по нашим данным, шириной более 40 км у границы с ПНР в юго-восточном направлении сужается до 15—20 км. Вдоль нее выделяется ряд локальных максимумов силы тяжести, что может свидетельствовать об ундуляции шарнира гряды вдоль простирания. По-видимому, рассматриваемая структура является остатком байкальского складчатого сооружения. По геологическим данным, эта единица на северо-западе имеет несколько большую ширину, чем по нашим. Северо-восточной границей гряды служит Краковецкий разлом. К северо-востоку, вероятно, байкалиды залегают на больших глубинах или переработаны последующими тектоническими процессами.

С северо-востока к указанной зоне примыкает область развития серии субпараллельных нарушений, проходящая от Красника на Любачув, Судовую Вишно и сливающаяся с продолжением Лежайского массива в районе Стрыя. Эту зону, вероятно, можно отождествлять с полосой каледонских складчатых образований [13, 38]. Расположенная к северо-востоку от нее область более спокойной тектоники, сопровождающая край древней платформы, может трактоваться как каледонский предгорный прогиб.

К юго-западу от Лежайско-Добруджинской гряды, отделяясь от нее серией нарушений, относящихся к зоне Предкарпатского глубинного разлома, отмечена область протяженных субпараллельных структур, которая, по-видимому, соответствует герцинскому предгорному прогибу [13, 38]. Еще юго-западнее, отделяясь от упомянутой выше зоны областью больших горизонтальных градиентов силы тяжести, прослеживающейся в направлении Балигруд — Воловец — Рахов, расположена обширная зона, состоящая из субпараллельных полос, разбитых поперечными нарушениями на блоки небольших размеров. Эта зона, вероятно, представляет варисцийское складчатое сооружение. Простирание зоны Пьенинских утесов и более древних продольных элементов не совпадает, что, по-видимому, является следствием надвигового происхождения утесов. В целом вся эта структурная зона располагается на продолжении Предсудетской моноклинали и должна быть сходной с ней по строению [29, 36].

С юго-запада к Лежайско-Добруджинской гряде прилегает полоса локальных минимумов силы тяжести, которую можно трактовать как область развития максимальных мощностей пород, слагающих глубинные складки Бориславско-Покутской зоны. Вероятно, древняя гряда послужила барьером для продвижения альпийских надвигов в северо-восточном направлении, чем и объясняются максимальные мощности мел-палеогеновых образований перед ней. Отдельные минимумы силы тяжести здесь совпадают в плане с древними депрессиями Внутренней зоны Предкарпатского прогиба [7].

Особенности строения региона, установленные в результате анализа карт наблюдаемых потенциальных полей (поля силы тяжести в редукции Буге и геомагнитного поля), а также карт локальных аномалий силы тяжести (см. рис. 1), описанные выше, характеризуют в основном структуру докембрийского фундамента и лежащих выше образований. О строении нижних частей коры, а возможно, и раздела кора — мантия в некоторых слу-

юго-западное, что как будто соответствует поведению раздела K_2 внутри гранитного слоя по сейсмическим данным [8]. Это в общих чертах не противоречит также представлениям о глубинном строении этой территории, получаемым по данным ГСЗ.

Общее погружение на запад и юго-запад осложнено местными неоднородностями. Так, в районах Ковель — Луцк — Маневичи и Кременец — Тернополь отмечаются относительные понижения поля, которые, вероятно, отражают участки разуплотнения коры за счет ее переработки и насыщения легкими компонентами. В верхних частях коры наблюдаются многочисленные, на первый взгляд беспорядочно расположенные, разломы, которые группируются в некоторые радиально-кольцевые системы, отображающие поверхностные проявления куполовидных поднятий, видимо, гранитоидного состава. На профилях III и VIII ГСЗ к востоку от Львова раздел М [12] поднимается до 40 км. Подобные участки отмечаются вдоль полосы северо-западного простираения, тяготеющей к юго-западному склону Украинского щита. Это позволило наметить ряд сводовых поднятий, по-видимому, обусловленных внедрением кислых дифференциатов магмы или процессами гранитизации (или серпентинизации) на этих участках. Отмеченные участки локализовались вдоль полосы Брест — Ратно — Маневичи — Старокопачин — Винница — Гайворон (Ананьев). Диаметр радиально-кольцевых структур в этой полосе 50—80 км.

Таким образом, строение рассматриваемого региона можно представить в таких общих чертах. Сводовое поднятие Украинского щита, явившееся итогом развития этой части территории на ранней протоплатформенной стадии, осложнено на западе субмеридиональной протогоеосинклинальной зоной, на ранней стадии развития отделявшей Мазовецко-Сувалковский выступ кристаллического фундамента от остальной части Украинского щита. В северо-западной части щита отмечен ряд глубинных аномалий силы тяжести, об их вероятных причинах уже сказано выше.

Субмеридиональная зона утолщенной коры, отображающая древнюю геосинклинальную систему, подобную известным на востоке щита Белоцерковско-Одесскому геосинклинальному ответвлению и геосинклинальной системе Большого Кривого Рога [26] ограничивала с запада Волынский и Подольский протоплатформенные блоки. В осевой части щита находятся участки уплотненной базифицированной коры, или вероятного подъема раздела М. С юго-запада примыкает область с участками разуплотненной коры, соответствующими ряду куполов, видимо, гранитоидного состава.

Вдоль линии, протягивающейся от Дрогичина через Любешов, Маневичи, Шепетовку, Хмельницкий, на Могилев-Подольский, по характерным аномалиям геомагнитного поля намечены центры палеовулканической деятельности (см. рис. 2), которые в целом, вероятно, характеризуют эндогенный режим центральных интрузий и трубок взрыва [2], имевший место на определенном этапе развития описываемого региона.

Как известно, по Н. С. Шатскому развитие платформы начинается с авлакогенной стадии. В этом отношении полоса Тернополь — Шепетовка — Новоград-Волынский, возможно, является палеоавлакогеном, возникшим на ранней стадии развития платформы.

В области, расположенной к северо-западу от Коломыйско-Тетеревского разлома, широко распространены тектонические элементы северо-восточного простираения, связанные с Паннонско — Волынским поперечным прогибом.

С описываемыми структурными элементами, несомненно, связан прослеживающийся через всю Венгрию линеймент северо-восточного простираения — линия Балатона. Во внекарпатскую область она, вероятно, может

быть продолжена как зона, ограничивающая с северо-запада Волынскую часть Паннонско — Волынского поперечного прогиба — Люблинско-Брестская зона нарушений. С процессами, последовавшими за образованием гранитоидных куполов и связанными с обрушениями их сводов, видимо, связано образование авлакогенов: Волынского, знаменующего начало рифейского этапа в развитии древней платформы, и другого, по-видимому, более раннего палеоавлакогена в полосе Тернополь — Новоград-Волынский, что согласуется с исследованиями Е. Е. Милановского [15], который считает авлакогены и палеоавлакогены эквивалентами зон рифтогенеза на ранних стадиях развития платформ.

Волынский авлакоген к северо-востоку переходит в Оршанско-Крестовский прогиб. По особенностям гравитационного и геомагнитного поля в пределах Волынского авлакогена намечены горстовые ограничения грабена в его центральной части и устанавливаются полосовидные протяженные аномалии геомагнитного поля, отражающие области щелевых интрузий базальтоидов. По геофизическим и геологическим данным, в этой области устанавливается ряд палеовулканов.

Граница древней платформы располагается юго-западнее, имеет генеральное северо-западное простирание и несколько кулисообразных смещений в местах пересечения ее с древней субмеридиональной палеогеосинклиальной системой. Вдоль края платформы прослеживается область перикратонного опускания. К юго-западу от края древней платформы располагается обширная гравитационная депрессия, отмечающая древнюю рифтовую систему (на западе Средне-Польский авлакоген [36]). Это область длительно существовавших геосинклиальных режимов различного возраста. В основной части этой обширной территории, отмечающейся значительным погружением раздела М, наблюдаются относительные максимумы силы тяжести — Лежайско-Добруджинская гряда байкалид (?). Роль этой гряды и ее происхождение пока не вполне ясны. Не исключено, что она представляет собой поверхностное отражение осевой зоны древней рифтовой системы. Такую точку зрения рассмотреть тем более уместно, что ограничения предполагаемого рифта имеют ряд кулисообразных сдвигов, а в прилегающих частях платформы устанавливаются крутые надвиги в палеозойских образованиях [16].

Консолидация земной коры в этой области произошла значительно позже, чем в пределах располагающейся к северо-востоку древней Восточно-Европейской платформы. Альпийские структуры Карпат надвинуты на доальпийский субстрат.

Предлагаемая схема весьма приближительна, многих данных еще недостаточно. Поэтому дальнейшая работа должна быть направлена на накопление фактического геофизического и геологического материала и проверку ряда выдвинутых предположений.

Несмотря на определенную фрагментарность, данное исследование, по нашему мнению, должно ориентировать на целенаправленное изучение выделенных зон, что в результате приведет к более обоснованному геотектоническому синтезу и позволит решить ряд поисковых геологических задач.

1. Антипов В. И., Червонский М. И. Новые данные о глубинном строении юго-запада окраины Русской платформы. — Тр. Укр. н.-и. геол.-развед. ин-та, 1964, вып. 9, с. 17—25.
2. Белоусов В. В. Основы геотектоники. — М.: Недра, 1975. — 262 с.
3. Буров В. С., Мыкыта Б. В., Шакин В. А. Особенности строения и развития Свентокшиско-Добруджинского сооружения. — Сов. геология, 1974, № 5, с. 139—144.

4. Глушко В. В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов.— М. : Недра, 1968.— 264 с.
5. Гойжевский А. А., Науменко В. В., Скаржинский В. И. Тектономагматическая активация регионов Украины.— Киев : Наук. думка, 1974.— 120 с.
6. Гутерх А., Соллогуб В. Б., Матешок Р., Чекунов А. В. и др. Строение земной коры на участке Хмельницкий (СССР) — Кельце (ПНР). VIII Международный профиль ГСЗ — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев : Наук. думка, 1977, с. 158—170.
7. Доленко Г. Н., Ярош Б. І., Хоменко В. І., Улізло Б. М. Закономірності нафтогазоносності Передкарпатського і Закарпатського прогинів.— Київ : Наук. думка, 1969.— 203 с.
8. Заяц Х. Б., Бойко А. И. Об отражающем разделе в гранитном слое в западных областях УССР.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1978, № 11, с. 967—970.
9. Зноско Е., Кубицкий С., Рыка В. Тектоника кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы на территории Польши.— Геотектоника, 1972, № 5, с. 79—92.
10. Изучение тектоники докембрия геолого-геофизическими методами. / Под ред. К. Ф. Тяпкина.— М. : Недра, 1972.— 260 с.
11. Клушин В. И. Итоги изучения глубинного строения Волинского Полесья по данным геофизических исследований.— Геофиз. сб., 1971, вып. 40, с. 62—71.
12. Кутас Р. И., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Тепловые потоки и мощность земной коры юга Европейской части СССР.— Геофиз. сб., 1978, вып. 86, с. 3—8.
13. Медведев А. П. Природа доальпийской структуры Западной Украины и Южной Польши : Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Львов, 1976.— 21 с.
14. Медведев А. П., Ясків С. П. Про Тереховлянський розлом у межах Волино-Поділля.— Геологія і геохімія горючих копалин, 1971, вип. 25, с. 70—75.
15. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов.— М. : Недра, 1976.— 276 с.
16. Обоснование направлений поисков нефти и газа в глубокозалегающих горизонтах Украинских Карпат.— Киев : Наук. думка, 1977.— 174 с.
17. Пузырев Н. Н., Крылов С. В., Мишенькин Б. П. и др. Особенности строения литосферы в областях континентальных рифтов по данным сейсмических исследований.— В кн.: Строение земной коры в верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев : Наук. думка, 1977, с. 99—112.
18. Семененко М. П., Савченко М. А., Клушин В. І. Прип'ятський вал (глибинна структура, магматизм та металогенність).— Київ : Наук. думка, 1976.— 179 с.
19. Семененко Н. П., Ткачук Л. Г., Клушин В. И. Галицийская складчатая область рифей и каледонид и их предгорный прогиб.— В кн.: Материалы VI съезда Карпато-Балканской геологической ассоциации. Киев : Наук. думка, 1965, с. 225—231.
20. Сеньковский Ю. Н., Ризун Б. П. Поперечная тектоническая зональность Волино-Подольского окончания Восточно-Европейской платформы.— Геология и геохимия горючих ископаемых, 1969, вып. 21, с. 65—68.
21. Соллогуб В. Б. Тектоника передовых прогибов альпийской геосинклинальной области и сопредельных районов Европейской части СССР.— Киев : Изд-во АН УССР, 1960.— 93 с.
22. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Глубинное строение и эволюция земной коры.— В кн.: Проблемы физики Земли на Украине. Киев : Наук. думка, 1975, с. 118—142.
23. Субботин С. И. Глубинное строение Советских Карпат и прилегающих территорий по данным геофизических исследований.— Киев : Изд-во АН УССР, 1955.— 260 с.
24. Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Строение и эволюция земной коры Украины и сопредельных регионов Тетиса в свете новых данных и представлений.— Геофиз. сб., 1976, вып. 70, с. 13—45.
25. Тектоника Белоруссии / Под ред. Р. Г. Гарецкого.— Минск : Наука и техника, 1976.— 200 с.
26. Тектоника Украинского щита.— Киев : Наук. думка, 1972.— 300 с.
27. Утробин В. Н. О структурных связях геосинклинальных и платформенных областей на примере сочленения Карпат и Восточно-Европейской платформы.— В кн.: Орогенические пояса. М. : Наука, 1968, с. 226—232.
28. Фильштынский Л. Е. О тектонике фундамента и чехла Львовского палеозойского прогиба по геофизическим данным.— Геология нефти и газа, 1973, № 11, с. 69—76.
29. Хаин В. Е. Общая геотектоника.— М. : Недра, 1973.— 511 с.
30. Хоменко В. И. Тектоническое районирование Закарпатского прогиба в связи с проблемой нефтегазоносности.— Геология и геохимия горючих ископаемых, 1969, вып. 20, с. 34—41.
31. Хоменко В. І. Глибинна будова Закарпатського прогину.— Київ : Наук. думка, 1971.— 229 с.
32. Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР.— Киев : Наук. думка, 1972.— 176 с.
33. Ярьш М. С., Турчаненко Н. Т., Заяц Х. Б. Глубинное строение Карпат и сопредельных

- регионов по профилю Чоп — Рудки — Горохов — Луцк — Ворониха.— В кн.: Геофизические исследования на Украине.— Киев : Техніка, 1969, с. 101—106.
34. *Guterch A.* Structure and physical properties of the earth's crust in Poland in the light of new date of DSS.— Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci., 1977, A—4 (115), s. 347—357.
35. *Guterch A., Materzok R., Pajchel J., Perchuc E.* Sejsmiczna struktura skorupy ziemskiej wzdłuż VII profilu międzynarodowego w świetle badań metodu głębokich sondowań sejsmicznych.— *Prz. geol.*, 1975, N 4, s. 153—163.
36. *Pozaryski W.* Interpretacja geologiczna wyników głębokich sondowań sejsmicznych na VII profilu międzynarodowym.— *Prz. geol.*, 1975, N 4, s. 163—171.
37. *Tejsseyre W.* Zagadnienia epirotectoniki transkontynentalnej na the paralelizacji badań geologicznych i geofizycznych na Podkarpaciu.— *Kosmos*, 1935, R. 60; z. 4, s. 315—345; 1936, R. 61, z. 263, s. 302—318; z. 4, s. 475—513; 1937, R. 62, z. 1—2, s. 111—137.
38. *Wjalow O. S., Medwedew A. P.* Die prealpidische Structur der westlichen Ukraine und Sudpolens und die Wechselbeziehungen zwischen Tafel- und Geosunklinalgebieten.— *Z. Geol.*, 1977, 23, N 10, S. 517—521.

УДК 551.243(477.5/6+477.8)

В. Г. Гутерман

Институт геофизики им. С. И. Субботина АН УССР, Киев

О РОЛИ ГРАВИТАЦИОННОЙ ТЕКТониКИ В СОЗДАНИИ СКЛАДЧАТОЙ СТРУКТУРЫ КАРПАТ И ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

Под гравитационной тектоникой обычно подразумевается процесс и результат деформирования геологических объектов (пластов, пачек, слоев и др.) под воздействием только силы тяжести, т. е. под воздействием собственного веса; все обрамление объекта (фундамент, «рама») в момент его деформации неподвижно. Очевидно, что механизм гравитационной тектоники включается и работает лишь тогда, когда отсутствует гравитационное равновесие, т. е. нарушено состояние нормального литостатического давления, в частности появляются касательные напряжения.

Можно указать два типа нарушений такого равновесия.

1. Негоризонтальность фундамента и залегающей на нем толщи. В этом случае, вероятно, может появиться нескомпенсированная горизонтальная составляющая веса пород, под действием которой слои могут быть сорваны с основания, смяты в складки или деформированы иным способом. Этот вид тектоники получил в литературе название «тектоники скольжения», или «тектоники течения». В зарубежной литературе распространен также термин «тектоника d'écoulement» [19]. Причинами образования наклона основания могут служить проведение горных выработок, выщелачивание породы фундамента грунтовыми водами, перемещения жидкости в подстилающем пористом слое или перетоки всего материала слоя, фазовые переходы или химические реакции в породах основания, проходящие с изменением объема, движения магматических расплавов по разломам и др.

2. Инверсия плотностей различных компонент геологического объекта, т. е. в последнем присутствуют слои (или тела другой формы), располагающиеся так, что менее плотный слой залегает ниже более плотного. Причинами инверсии плотностей могут быть различия в химическом, литологическом, фазовом составе контактирующих тел или большая нагретость нижней части однородного тела. Если контакты таких слоев не строго горизонтальны, возникает условие для «всплывания» менее плотного материала.

Таким образом, хотя выделение гравитационной тектоники в виде «независимого» процесса методически оправдано, очевидно, что она представляет собой лишь звено в общей цепи тектогенеза.

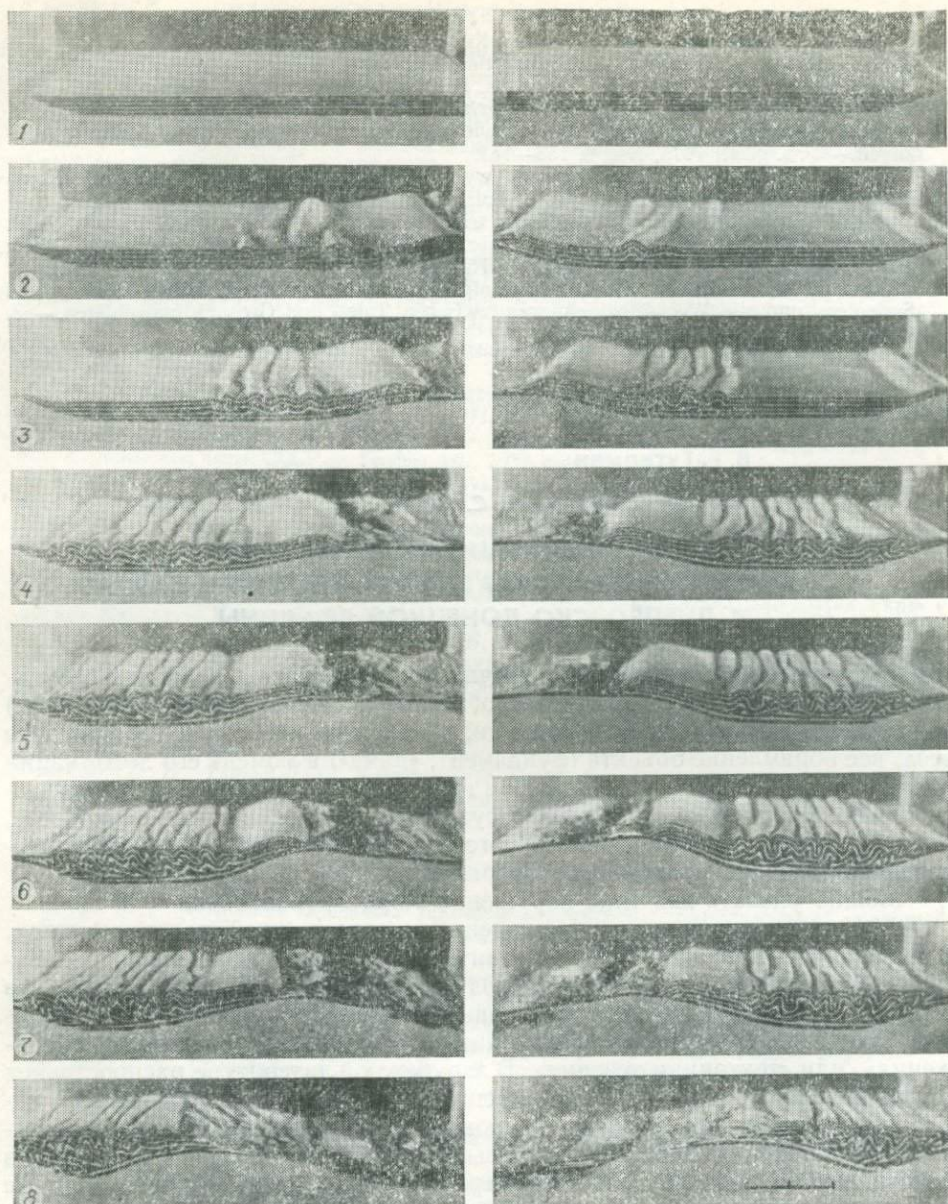


Рис. 1. Модель голоморфной гравитационной складчатости скольжения. Материал слоев — мокрая бентонитовая глина (светлые слои) и смесь технического вазелина (25%) с асфальтом (темные слои). Сползание слоистой толщи происходит при искусственно увеличенной силе тяжести, равной 55g. Изображены две стороны одной и той же модели: 1 — начальное состояние; 2—8 — этапы моделирования.

Очень важна количественная сторона нарушения гравитационного равновесия. Поскольку все горные породы имеют конечные так называемые предельные характеристики (пределы текучести, ползучести, прочности и др.), для включения механизма гравитационной тектоники необходимо, чтобы нарушение равновесия превышало некоторую критическую величину. Особенно важно это учитывать при теоретическом моделировании текто-

нических процессов, когда горные породы моделируются вязкой жидкостью или другим реологическим телом, не имеющим предела текучести (например, телом Максвелла). В этом случае сколь угодно малое отклонение от равновесия вызывает деформации системы, что не соответствует поведению реальных объектов. При физическом моделировании опасность такой ошибки значительно меньше. Хотя тектоническое и тектонофизическое моделирование проводится обычно не на реальных горных породах, а на эквива-

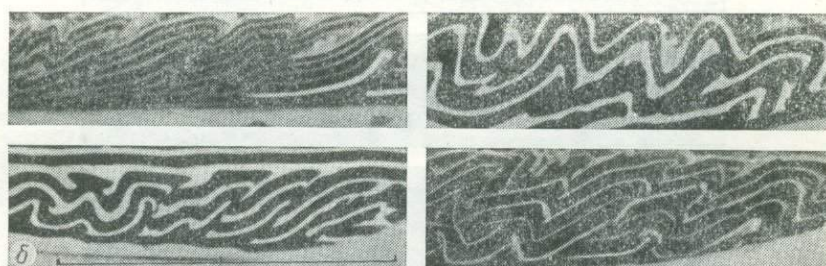
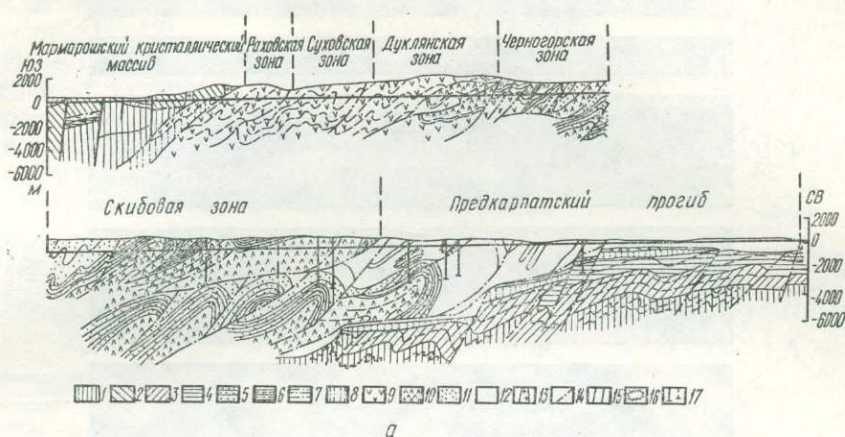


Рис. 2. Сопоставление структурных форм флиша Карпатского региона с дислокациями слоистых толщ, полученных на моделях:

а — геологический разрез вдоль профиля, пересекающего Украинские Карпаты в их южной части [3] (стратиграфическое деление упрощено). Отложения: 1 — верхнего протерозоя; 2 — верхнего протерозоя — нижнего палеозоя; 3 — кембрия; 4 — силура — нижнего девона; 5 — нижнего девона; 6 — верхнего палеозоя; 7 — триаса — юры; 8 — юры; 9 — нижнего мела; 10 — верхнего мела; 11 — палеогена; 12 — неогена; 13 — гранитоиды; 14 — надвиги; 15 — взбросы, сбросы; 16 — крупные олистолиты; 17 — буровые скважины; б — фрагменты различных моделей гравитационной складчатости скольжения.

лентных материалах, последние, как правило, также обладают конечными предельными характеристиками, и, если нарушение равновесия модели недостаточно, «тектонический» процесс в ней просто не начнется.

В реальной геологической обстановке может встретиться результат обоих механизмов гравитационной тектоники, причем часто очень трудно определить роль каждого из них. Более того, анализируя тектонику того или иного района, бывает трудно решить, проявлялись ли здесь только механизмы гравитационной тектоники, или имело место преимущественно внешнее воздействие со стороны «рамы».

Наиболее остро эти вопросы встают при исследовании геосинклинальных областей с голоморфной складчатостью, однако генезис тектонических форм осадочного чехла платформенных впадин также является предметом

дискуссии. Как отмечает В. В. Белоусов «...Проблема условий образования складчатости в земной коре является одной из самых старых нерешенных проблем геологии... Значение ее далеко выходит за пределы вопроса складчатости как таковой. От представлений о причинах и механизме складкообразования во многом зависят наши значительно более общие представ-

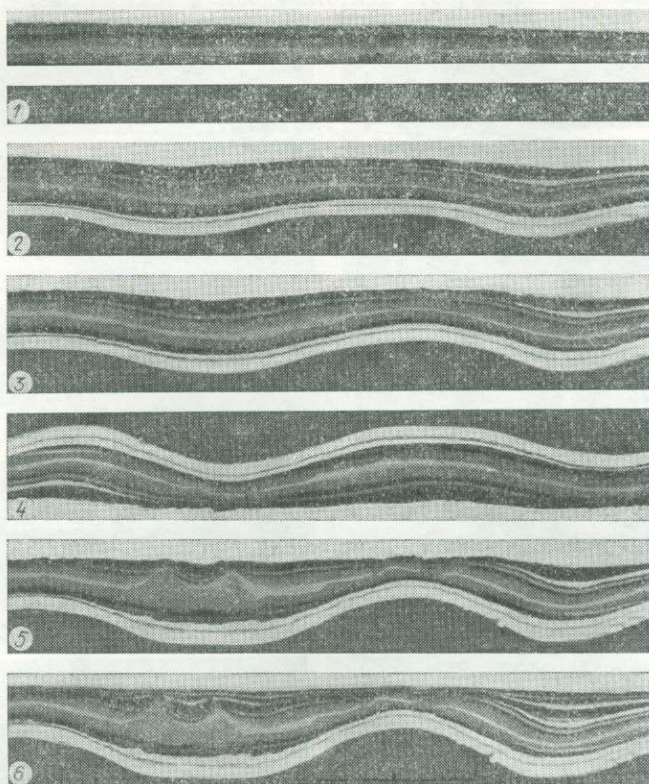


Рис. 3. Модель избирательной гравитационной складчатости скольжения. Течение происходит только в одном наиболее мягком мощном слое, моделирующем соль — глинистом геле. Покрывающая толща — смесь глинистого геля с мелом, в темных слоях — примесь порошка графита. Сила тяжести 220g.

ления о развитии Земли в целом и о характере самых основных процессов, развивающихся в земных недрах» [1, с. 3].

Многие исследователи полагают, что сложная складчатость геосинклинальных областей возникает вследствие одновременного действия многих факторов при примерно равноценном вкладе каждого из них, но часто предпочтение отдается внешним по отношению к сминаемой в складки толще воздействиям [2, с. 279; 7, с. 233; 17, с. 253]. В то же время в Альпийской геосинклинальной области и других складчатых поясах найдены многочисленные примеры структур, возникновение которых легко объясняется гравитационной тектоникой скольжения, а любые другие предположения об их происхождении встречают возражения [7, 14, 15, 17, 19—23]. Геологи, изучавшие тектонику Карпат, также высказывали различные соображения о происхождении структур осадочного чехла этого региона. Отдавалось предпочтение как гравитационной тектонике [16], так и явлению

сжатия отдельных участков земной коры [13]. Не менее противоречивы высказывания по поводу механизма образования структур, в частности солянокупольных, осадочного чехла Днепровско-Донецкой впадины. И в этом случае одни исследователи считают, что ведущим механизмом была гравитационная («инверсионная») тектоника, другие полагают, что структуры осадочной толщи обязаны своим происхождением исключительно дифференцированным перемещениям блоков фундамента. Обзор существующих гипотез по этому вопросу приведен в работах [11, 12].

Известная неопределенность генезиса структурных форм осадочного чехла объясняется, в частности, недостаточной изученностью структурообразующих возможностей различных тектониче-

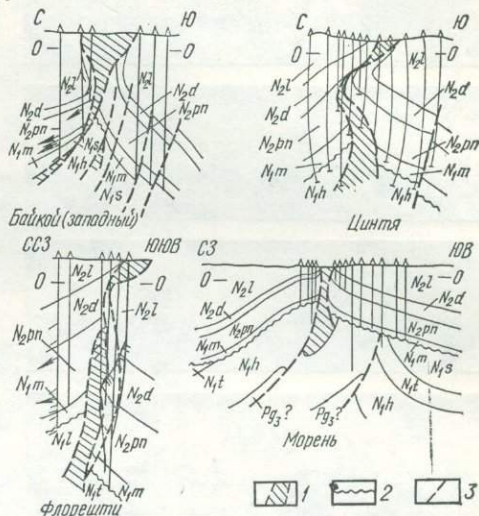
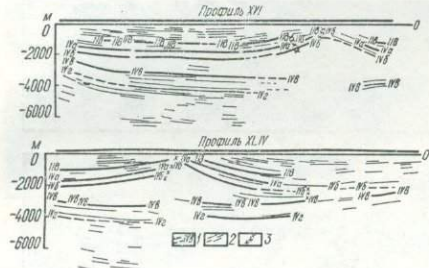


Рис. 4. Сейсмические профили через Верхнелановскую структуру Днепровско-Донецкой впадины (по материалам треста «Укргеофизразведка») [12]:

1 — отражающие горизонты: II^a — в юрских отложениях, IV^a и IV^b — в верхнепермских отложениях; 2 — отражающие площадки; 3 — разрывы.

Рис. 5. Типы структур Флоештинского периклиналиного прогиба Карпатского региона. Моренский ряд складок (по Н. Григорашу) [6]. Отложения:

P_{B3} — олигоцен; N_{1h} — гелльета; N_{1t} — тортона; N_{1s} — сармата; N_{1m} — мзотиса; N_{1pn} — понта; N_{2d} — дакия; N_{2l} — левантина; 1 — массивы каменной соли; 2 — линии стратиграфических несогласий; 3 — разрывы.

ских механизмов. Несмотря на значительный бъем проведенных исследований по теоретической и экспериментальной тектонике [5, 6], многие вопросы этой проблемы остаются неясными.

Работа В. Г. Бухера [18] была, вероятно, первой попыткой показать на физической модели эффективность гравитационной тектоники скольжения. Из экспериментов, проведенных автором настоящей статьи [9, 10], видно, что тектоника скольжения может создать значительно более широкий класс структур, чем предполагалось ранее. В зависимости от структуры и свойств слоистых толщ были получены различные морфологические типы деформаций: коробчатые, округлые, острые, веерообразные складки, взбросо-надвиговые структуры, избирательная складчатость. Моделирование проводилось в соответствии с представлениями об «орогенической волне» [14, с. 176], т. е. о последовательно разрастающемся из внутренних областей геосинклинали по направлению к передовому прогибу поднятию фундамента, по склону которого и происходит скольжение слоистой толщи.

На рис. 1 представлена одна из моделей гравитационной складчатости в ее поэтапном развитии. В ней возникли складки преимущественно округлой формы. Подобные структуры можно наблюдать в Скибовой зоне Карпат (рис. 2, а). На этом же разрезе через Карпаты хорошо видно, что древний фундамент, выходящий в юго-западной части на поверхность, в северо-

восточном направлении довольно резко погружается, а на поверхность выходят более молодые породы. Эти особенности строения Карпат соответствуют схеме моделирования гравитационной складчатости скольжения. На рис. 2, б показаны фрагменты деформированных толщ различных моделей,

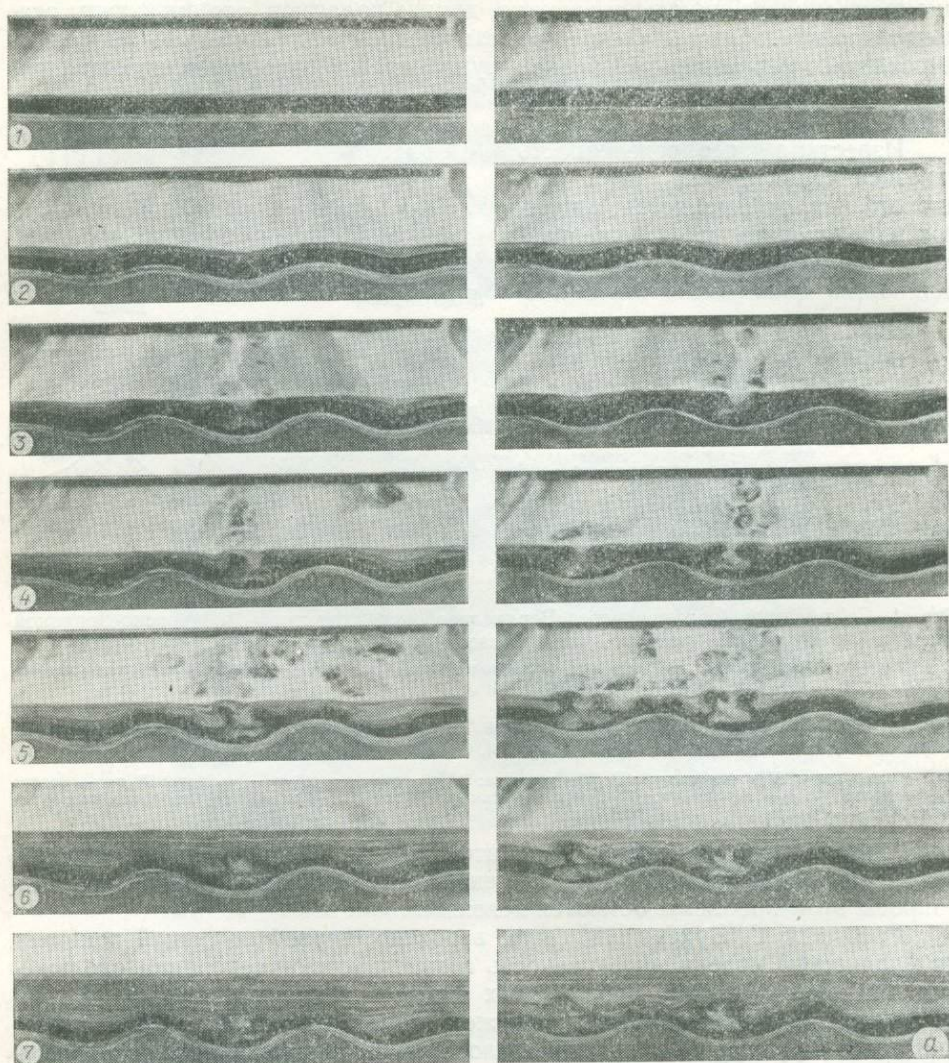
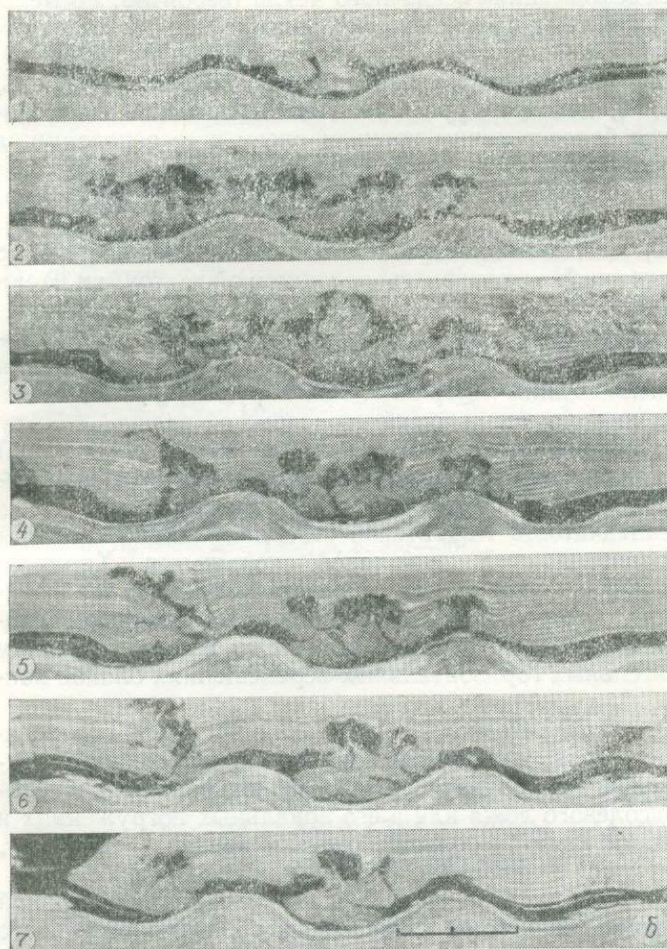


Рис. 6. Модель сложных деформаций слоистой толщи, содержащей мощный мягкий слой а — поэтапное развитие модели; б — продольные разрезы модели, достигшей конечной стадии развития. Остальные слои — смесь глинистого геля с мелом; в отдельные слои добавлялся порошок

являющиеся морфологическими аналогами структур, часто встречающихся в Карпатском регионе [4].

Для платформенных впадин, в том числе для Днепровско-Донецкой, характерны, как известно, значительно менее контрастные движения фундамента, чем для геосинклинальных областей, и, следовательно, меньшие углы наклона слоев. Однако и здесь благодаря наличию в разрезе осадочных отложений мощных слоев такой пластичной породы, как соль, возможны проявления тектоники скольжения. Многие соляные тела («ядра», «по-

душки») располагаются на склонах выступов подсолевого ложа, встречаются они и в локальных впадинах [12, с. 58, 64]. Возникновение некоторых таких структур происходит, вероятно, по схеме, отраженной в модели, представленной на рис. 3 (разновидность избирательной складчатости [9, 10]). Следует отметить, что такая схема может соответствовать структурам, образующимся сравнительно быстро, о чем свидетельствует примерно одинаковая мощность отложений, непосредственно перекрывающих соляное тело на его крыльях и своде (рис. 4). Длительно развивающиеся соляные



пониженной плотности:

вития. Черный материал — глинистый гель, подкрашенный порошком свинцового сурика или графита. Сила тяжести 320g.

тела, например Дмитриевское поднятие [12, с. 38], образуются, по-видимому, иначе: вследствие инверсии движений или разновременных движений различных блоков фундамента.

Не исключено, что некоторую роль в солянокупольных областях играет гравитационная «инверсионная» тектоника, однако в Днепровско-Донецкой впадине трудно указать примеры ее проявления, тем более что есть много общего между «инверсионной» гравитационной тектоникой и выдавливанием соли в раздвиги, возникающие в сводах или на крыльях

соляных антиклиналей. Этим способом образовались, вероятно, узкие высокие соляные штоки, осложняющие сравнительно крупные антиклиналы Днепровско-Донецкой впадины. Характерным примером таких структур является Радченковско-Малосорочинская соляная антиклиналь с Гасенковским и Лейковским штоками [12, с. 44].

Своеобразно залегание соляных тел в Плоештинском прогибе Карпатского региона (рис. 5). Сочетание достаточно контрастных движений фундамента, формирующих крутые его наклоны и в результате приводящих к интенсивным деформациям осадочного чехла (вероятно, по механизму тектоники скольжения) с высокопластичными свойствами соли приводит к чрезвычайно глубокой деформированности соленосных отложений, движению соли по разломам, отрыву ее от питающего слоя и т. д. Модель, представленная на рис. 6, демонстрирует развитие деформаций в высокопластичной толще с еще более текучим мощным слоем в ее основании, а также серию разрезов этой модели на заключительной стадии ее развития. Отдельные фрагменты этих разрезов сопоставимы с морфологией структур, показанных на рис. 5.

В условиях высокой пластичности перекрывающей соль толщи ощутимо сказывается и «инверсионный» механизм гравитационной тектоники. В модели, изображенной на рис. 6, плотность «надсолевой» слоистой толщи превышала плотность глинистого геля, моделирующего соль, на $0,05-0,15 \text{ г/см}^3$. Этого было достаточно, чтобы наряду с тектоникой скольжения проявились эффекты «всплывания» материала, моделирующего соль, и компенсационного погружения перекрывающей его слоистой толщи.

Таким образом, на основании физического моделирования деформаций слоистых толщ и сопоставления его результатов с реальными геологическими и сейсмическими разрезами можно сделать следующие выводы.

1. Голоморфная складчатость Карпатской геосинклинальной области вполне объяснима гравитационной тектоникой скольжения. Характер залегания фундамента хорошо согласуется с представлением об «орогенической волне», по склону которой происходило сползание осадочной слоистой толщи, сопровождавшееся ее деформациями. Это делает излишним предположение о значительных горизонтальных перемещениях блоков консолидированной коры.

2. Гравитационное скольжение может быть также причиной образования определенного класса солянокупольных структур платформенных впадин. Соляные структуры («ядра») Днепровско-Донецкой впадины, расположенные на склонах подсолевого ложа или в его локальных погружениях и образовавшиеся за сравнительно небольшие отрезки времени, возникли, скорее всего, в соответствии с механизмом тектоники скольжения.

3. В формировании соляных структур Карпатской геосинклинальной области, в частности внутренней зоны Плоештинского периклинального прогиба, принимали участие, вероятно, оба механизма гравитационной тектоники: скольжение по склону основания и инверсия плотностей. Кроме того, здесь, по-видимому, часто встречается результат движения соли по разломам в покрывающей ее толще.

1. Белоусов В. В. Проблема происхождения складчатости. — В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 3—8.
2. Белоусов В. В. Общие соображения об условиях образования структурных форм, развитых в сложнодеформированных толщах. — В кн.: Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. М.: Недра, 1970, с. 259—287.
3. Геологическая карта Украинских Карпат и прилегающих прогибов. Масштаб 1 : 200 000 / Под ред. В. А. Шакина. — Киев: УкрНИГРИ, 1976.
4. Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат / Под ред. В. В. Глушко, С. С. Круглова. — М.: Недра, 1971. — 343 с.

5. *Гзовский М. В.* Основы тектонофизики.— М. : Наука, 1975.— 536 с.
6. *Глушко В. В.* Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов.— М. : Недра, 1968.— 264 с.
7. *Гогель Ж.* Основы тектоники.— М. : Мир, 1969.— 440 с.
8. *Громин В. И., Запорожченко А. А.* Экспериментальная тектоника. Библиография (1812—1970 гг.).— Новосибирск : Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1971.— 132 с.
9. *Гутерман В. Г.* Структурообразующие свойства слоистых толщ по данным моделирования. 1.— Геофиз. сб., 1978, вып. 85, с. 3—13.
10. *Гутерман В. Г.* Структурообразующие свойства слоистых толщ по данным моделирования. 2.— Геофиз. сб., 1979, вып. 87, с. 36—48.
11. *Китык В. И.* Условия образования соляных структур.— Киев : Изд-во АН УССР, 1963.— 294 с.
12. *Китык В. И.* Соляная тектоника Днепровско-Донецкой впадины.— Киев : Наук. думка, 1970.— 202 с.
13. *Кропоткин П. Н.* О происхождении складчатости.— Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1950, 25, № 5, с. 3—30.
14. *Обуэн Ж.* Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития.— М. : Мир, 1967.— 302 с.
15. *Оффман П. Е., Буш Э. А.* Связи между глубинной и поверхностной тектоникой Урала и Приуралья и их значение для поисков нефти и газа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 1, с. 93—103.
16. *Пуцаровский Ю. М.* Очерк тектоники Внешней антиклинальной зоны Восточных Карпат.— Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1951, 26, № 6, с. 13—37.
17. *Де Ситтер Л. У.* Структурная геология.— М. : Изд-во иностр. лит., 1960.— 473 с.
18. *Bucher W. H.* An experiment of the role of gravity in orogenic folding.— Geol. Rdsch., 1962, 52, N 2, p; 804—810.
19. *Gignoux M.* Meditations sur la tectonique d'écoulement par gravité.— Trav. Lab. géol. Fac. sci. Univ. Grenoble, 1948, 27, p. 1—34.
20. *Lemoine M.* About gravity gliding tectonics in the Western Alps.— In: Gravity and Tectonics, New York — London — Sydney — Toronto : J. Wiley and sons, 1973, p. 201—216.
21. *Lugeon M.* Sur la formation des Alpes Franso-suissees.— Soc. géol. France, Comptes-rendus, 1940, Jan. 22, p. 7—11.
22. *Schneegans D.* La geologie des nappes de l'Ubaye — Embrunais entre la Durance et l'Ubaye.— Paris : Mém. Carte Geol. France, 1938.— 339 p.
23. *Van Bemmelen R. W.* Gravitational tectogenesis in Indonesia.— Geol. en mijnbouw, 12 anneé, nouv. sér., 1950, 2, p. 351—361.

УДК 550.83 : 551.24

В. А. Ржаницын

Институт геофизики им. С. И. Субботина АН УССР, Киев

**РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ
ТЕКТОНИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ
ПО ГРАВИРАЗВЕДОЧНЫМ ДАННЫМ
С ОПОРОЙ НА ПРОФИЛИ ГСЗ**

До настоящего времени не выработаны универсальные приемы, которые помогли бы исследовать глубинное строение земной коры по данным гравиразведки. В ряде случаев даже делается вывод о том, что глубинное строение Земли практически не отражается в поле силы тяжести. При этом приводится пример, когда гравитационное поле любой сложности может быть смоделировано плотностными неоднородностями только верхней части земной коры, если в модели задаться достаточно контрастными избыточными плотностями при значительной глубине развития так называемого гравитивного слоя [9, 12]. Для модельных примеров такое решение действительно возможно, но на практике с подобными выводами трудно согласиться. Поле может быть компенсировано лишь в общих чертах. При рассмотрении полей, измеренных с большой точностью, становится ясно, что геологические тела, обусловившие их, характеризуются различной глубиной раз-

вития — от верхней части консолидированной коры до нижней ее части [11, 21]. Поэтому издавна ведутся попытки разделения аномального поля на его региональную и локальные составляющие [18]. При этом применяются различные редукции поля, направленные в результате на сглаживание или осреднение его. Известны попытки количественного анализа остаточных полей, выделенных подобным образом [14]. Однако они в большинстве случаев подвергаются сомнению, поскольку вряд ли можно быть уверенным в том, что полученный эффект соответствует именно тому возмущающему объекту, который интересует исследователя.

Выход из этого затруднения в построении полной модели земной коры по комплексу геолого-геофизических данных на основе автоматизированной системы интерпретации гравитационных наблюдений (метод минимизации). Методика построения такой модели и некоторые результаты ее практического применения освещены в публикациях [3—5, 21—24].

Основным объектом исследования служит геологическая структура верхней части земной коры, решаются основные задачи глубинного геологического картирования [5, 21]. Модель глубинного строения последовательно усложняется от верхней хорошо изученной геологическими наблюдениями части разреза к глубинным ее частям, о строении которых мы имеем обычно лишь общее представление, полученное по сейсморазведочным данным и прежде всего по профилям ГСЗ [27]. Построение полной модели земной коры возможно лишь при условии соответствия тектонических особенностей глубинной и приповерхностной частей земной коры. К выявлению таких соответствий сводится глубинное моделирование с использованием предлагаемой методики глубинного картирования.

В верхней части геологического разреза элементы каждого возмущающего тела определяются по соответствующему отрезку аномального поля, в пределах которого фоновая функция аппроксимируется линейной функцией. Отрезки задаются с необходимым перекрытием, что позволяет в результате осреднения полученных линейных участков определить сложную составляющую, обусловленную блоковой структурой коры [3]. Ее изучение в площадном варианте дает возможность строить схемы мелкоблоковой тектоники [21]. При этом обычно выявляется составляющая более низкого порядка, обусловленная геологическими (плотностными) неоднородностями глубинной части земной коры, которая во многих случаях коррелируется с сейсмогеологическим разрезом, полученным по профилям ГСЗ [4].

При такой последовательности операций по интерпретации гравитационных данных в наилучшей степени бывает охарактеризована самая верхняя часть разреза земной коры, которая прежде всего интересует исследователя.

Выделенная по небольшим отрезкам поля и осредненная по профилю региональная составляющая после вычета из нее эффекта от мелкоблоковой тектоники интерпретируется как эффект от глубинных неоднородностей коры. Задача эта облегчается наличием глубинных пересечений различных регионов в виде сейсмогеологических разрезов по сети профилей ГСЗ [2]. На всех имеющихся глубинных разрезах фиксируются глубинные границы, природа которых не объяснена однозначно [8]. Однако при любой природе наличие отражающих и преломляющих границ свидетельствует об изменении упругих свойств на этих границах [24]. Установленная корреляционная зависимость между упругими свойствами и плотностью пород позволяет допустить изменение плотностей пород на соответствующих глубинах. Величину скачка плотности на глубинных границах установить невозможно без прямых измерений, которые пока нельзя провести на столь больших глубинах. Но если допустить, что геологическая природа глубинных гра-

ниц на значительных промежутках одинаковая, то они должны фиксировать разделы пород с близкими физическими свойствами, в том числе с близкими плотностями. В этом случае можно найти корреляционную зависимость между рельефом глубинных границ (плотностных) и региональной составляющей гравитационного поля. Подобные работы проводятся давно [15].

Существенное затруднение состоит в выделении региональной составляющей. При различных осреднениях и пересчетах на высоту возможны значительные искажения этой составляющей [4, 18]. Такие ошибки допускаются в том случае, когда гравитационное поле компенсируется полностью гравитационным слоем [13]. Тогда делается совсем необоснованное допущение, что исследователю известен глубинный геологический разрез верхней части коры, на выяснение которого направлены все геологоразведочные работы. Поскольку гравитационное поле при таком допущении полностью скомпенсировано верхней частью коры, делается необоснованный вывод о том, что гравитационное поле не коррелируется с глубинными сейсмическими границами внутри земной коры [9, 12]. Действительно, если при постановке задачи сделано допущение, что эффект от глубинных границ равен или близок нулю (границы не являются плотностными, или они очень глубинны и не проявляются в поле, или гравитационный эффект от них компенсируется при суммировании), то достаточно резко дифференцированные глубинные сейсмические разделы с таким эффектом нельзя сопоставлять. При моделировании структуры земной коры на всю глубину обычно удается найти корреляционную связь между глубинными сейсмическими горизонтами и региональной составляющей гравитационного поля. Результаты такого моделирования освещались в публикациях [17, 23]. Остановимся несколько подробнее на особенностях построения и уточнения плотностной модели земной коры. Рассмотрим центральную часть Украинского щита. Она достаточно хорошо охарактеризована сейсмогеологическим разрезом по профилю VIII ГСЗ [25]. Сейсмические данные (рис. 1, Г) демонстрируют достаточно дифференцированный рельеф границы Мохоровичича (М), обусловленный подвижками по серии глубинных разломов. В пределах разломов отмечаются крупные нарушения земной коры. Раздел М образует ступени с суммарной амплитудой до 15—20 км. Определенные нарушения встречаются в пределах первой интенсивной границы, от которой фиксируются отраженные волны. Она развита в пределах глубин 5—14 км. При подходе к этой границе наблюдается уменьшение скоростей продольных волн, а ниже ее скачкообразное увеличение их. Изолинии равных скоростей характеризуются плавными очертаниями и лишь в первом приближении характеризуют геологическую структуру верхней части коры [25].

Гравитационное поле вдоль профиля ГСЗ (см. рис. 1, Г) достаточно дифференцированное, но отдельные контрастные аномалии в ряде случаев могут быть обусловлены конкретными локализованными геологическими объектами. На первый взгляд, только сопряженные Голованевский максимум и Кировоградский минимум регионального типа в первом приближении можно объяснить значительными дислокациями глубинных границ и в первую очередь перепадами в глубине раздела М. Однако в пределах этих региональных аномалий толщина земной коры постоянная, несмотря на наличие нескольких разломов, пересекающих ее. Совместить в одной модели такое расхождение сейсморазведочных и гравиразведочных данных весьма затруднительно. Одним из возможных вариантов модели является предположение о значительном различии средних плотностей пород, слагающих блоки, разделенные разломом. Это может быть обусловлено значительной насыщенностью одного из блоков ксенолитами основных и ультраосновных пород,

значительно утяжелившими кору. Такая насыщенность должна была бы отразиться на упругих свойствах и магнитной восприимчивости пород на глубине. Но в магнитном поле и волновой картине таких сведений нет. Вероятно, причину несоответствия следует искать в сложных соотношениях пород верхней и глубинной частей земной коры. Основания для такого предположения имеются. При моделировании глубинного строения в пределах Голованевского максимума с целью приближенной оценки перспектив рудоносности были получены новые геологические данные [5, 21] о том, что раз-

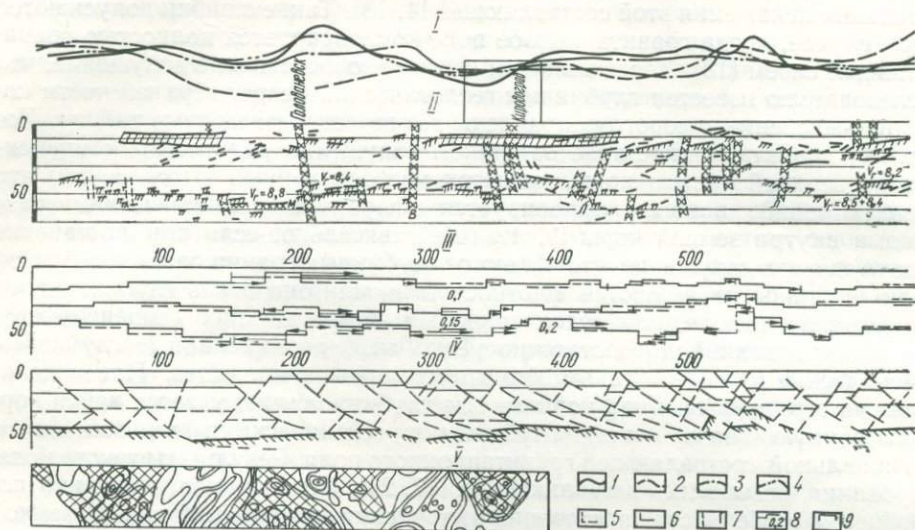


Рис. 1. Глубинный геологический разрез по линии профиля VIII ГСЗ:

1 — аномалия силы тяжести: 1 — наблюдаемая; 2 — рассчитанная от первоначальной схемы; 3 — рассчитанная от схемы, полученной подбором горизонтальных площадок, 4 — рассчитанная от схемы после подбора вертикальных уступов; II — сейсмогеологический разрез по данным В. Б. Соллогуба и А. А. Трипольского; III — плотностной разрез, подобранный методом минимизации; 5 — элементы структуры, заданные в плотностной схеме начального приближения, 6 — элементы структуры подобранной модели, 7 — направление перемещений аппроксимационных элементов при подборе, 8 — избыточные плотности; IV — схематический глубинный геологический разрез по данным интерпретации результатов подбора; V — Q-трансформация гравитационного поля по данным Е. Г. Булаха и С. П. Левашова; 9 — участок детализации.

нообразии пород в плане обусловлено различным уровнем эрозионного среза в пределах мелких блоков. Породы основного состава слагают складчатые структуры и реликты структур, которые по гравиразведочным данным прослеживаются на глубину 0,5—3 км и совместно с мелкоблоковой тектоникой обуславливают относительно небольшую по амплитуде локальную составляющую гравитационного поля.

Основная роль в формировании Голованевского максимума принадлежит крупной подвижке, обусловившей вертикальное перемещение блока земной коры амплитудой в несколько километров по системе сквозькоровых разломов, падающих к востоку и выполаживающихся с глубиной. Сложность геологического строения увеличивается за счет глубокого эрозионного среза, вследствие которого вскрываются породы, условно отнесенные к гранулитовой фации метаморфизма [11]. Последние образуют реликты структур в виде останцов пород чарнокитового состава, количество которых увеличивается с глубиной при одновременном повышении плотности пород. Установлено, что в наиболее приподнятых блоках средняя плотность пород нижнего структурного этажа наиболее высокая.

В пределах соседнего Кировоградского блока вывод получился противоположный. Интерпретация гравитационного поля на этом участке затрудне-

на наличием значительной градиентной зоны вдоль Кировоградского разлома. Зона градиента может быть обусловлена контактом гранитоидов Новоукраинского массива с гнейсами Приингульской синклинали или являться гравитационной ступенью, обусловленной блоковой подвижкой по Кировоградскому глубинному разлому. Весьма обоснованно можно предположить участие обоих факторов в формировании градиентной зоны. Такой результат был получен при глубинном моделировании структуры земной коры на этом участке [22]. На рис. 2 представлен результативный глубинный разрез верхней части земной коры после геологической интерпретации плотностной модели, подобранной методом минимизации. В полученном варианте плотностной модели роль глубинного эффекта от смещения границ внутри земной коры и эффекта от геологической структуры в формировании зоны градиента примерно равна. Получены данные о наклонном залегании тектонических нарушений, обусловивших мелкоблоковую структуру участка. Контакт гнейсов с гранитоидами тектонический. Мощность образований синклинали увеличивается за счет ступенчатого погружения до 9 км. Таким образом, в пределах Новоукраинского массива плотность пород в пределах наиболее приподнятых блоков самая низкая. В этом состоит основное различие с Голованевским участком.

Плотностная модель задавалась в виде слоистой среды с некоторым плотностным перепадом, который придавался условно глубинным плотностным границам, совпадающим с сейсмическими разделами. Аппроксимация градиентноплотной земной коры слоистой моделью приближенная, однако она позволяет оценить отклонения от горизонтального залегания плотностных границ. Поднятие плотностных границ обуславливают повышения значений силы тяжести, а погружения — понижения их. Аппроксимация контактных поверхностей ограниченными горизонтальными площадками позволяет получать при подборе различные соотношения глубинных границ по вертикали.

Верхняя плотностная граница совпадала с первой резкой отражающей границей. Она задавалась набором горизонтальных уступов длиной от 5 до 20 км с избытком плотности $0,1 \text{ г/см}^3$. Сейсмический горизонт выдержан, поэтому большинство аппроксимационных элементов этой границы в модели закреплены. Нижняя граница соответствует разделу М сейсмогеологического разреза. Она характеризует мощность земной коры, средняя зона перехода

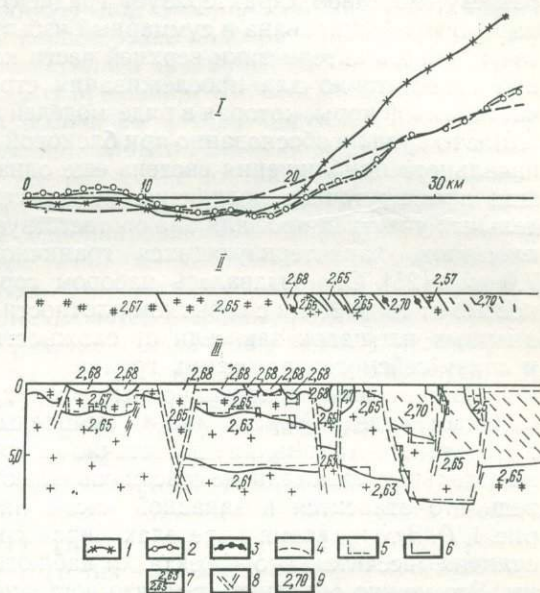


Рис. 2. Глубинный геологический разрез участка детализации:

1 — аномалия силы тяжести: 1 — наблюдаемая, 2 — наблюдаемая, после вычета фоновой составляющей, 3 — рассчитанная от подобранной плотностной модели, 4 — осредненная фоновая составляющая; II — геологический разрез по данным геологической съемки; III — глубинный геологический разрез после интерпретации результатов подбора плотностной модели методом минимизации: 5 — аппроксимационные элементы первоначальной плотностной модели, 6 — они же в подобранной схеме, 7 — условные изолинии плотностей, 8 — зоны тектонических нарушений, 9 — уточненные методом минимизации плотности пород разреза.

от пород преимущественно корового состава к породам существенно мантийным. Она задавалась с избыточной плотностью $0,2 \text{ г/см}^3$ горизонтальными уступами протяженностью от 10 до 30 км в зависимости от дифференциации соответствующего участка раздела М. Аппроксимационные ступени, совпадающие с наиболее четко выраженными, охарактеризованными граничными скоростями, отражающими площадками, в плотностной модели закреплены.

Двухслойная плотностная модель соответствует сейсмогеологическому разрезу, но слабо характеризует градиентноплотную земную кору. Среда мало дифференцирована и суммарный избыток плотности, очевидно, недостаточен для характеристики верхней части коры и верхов мантии. Двух границ недостаточно для прослеживания структурных особенностей средней части земной коры, которая в ряде моделей принимается за гомогенную среду [16]. Это вряд ли обоснованно при блоковой структуре земной коры. В модель начальной приближения введена еще одна плотностная граница, занимающая промежуточное положение между сейсмическими разделами. На отдельных участках профиля она соответствует глубине развития отражающих площадок, характеризующихся граничной скоростью продольных волн $7,0 \text{ км/с}$ [25]. Она задавалась набором горизонтальных уступов протяженностью от 10 до 30 км с избытком плотности $0,15 \text{ г/см}^3$. Размеры аппроксимационных площадок зависели от сложности рельефа прилегающих сверху и снизу сейсмогеологических границ.

Рассчитанный гравитационный эффект визуально сопоставлялся с аномальным полем. Между ними выявлены определенные несоответствия. Рассчитанная аномалия достаточно дифференцирована вдоль профиля, но отдельные аномалии не совсем совпадают пространственно. В первую очередь это относится к западной части интерпретационного профиля (см. рис. 1, I). В то же время в пределах Кировоградского минимума и восточнее его отличия рассчитанного эффекта от наблюдаемого поля не столь существенны. Это можно объяснить тем, что восточнее Голованевской структуры размеры блоков не так велики, как в западной части, хотя амплитуда их остается значительной. Кроме того, западная часть сейсмогеологического разреза охарактеризована только одной отражающей площадкой, в то время как на остальной части разреза плотностная граница проводилась осредненно по серии площадок.

Решение обратной задачи сводилось к определению оптимальной глубины залегания аппроксимационных площадок по всем трем плотностным границам (кроме закрепленных элементов), которая обеспечила бы совпадение рассчитанного эффекта с аномальным полем в региональном плане. Задача решалась поиском рельефа контактной поверхности методом минимизации [6]. Результаты подбора продемонстрированы на рис. 2, I—III. Глубина залегания аппроксимационных площадок значительно изменилась по сравнению с первоначальным их положением. Это касается в первую очередь контрастного участка западнее Голованевского максимума. В подобранном варианте плотностной модели осредняющая граница поднялась до уровня самых приближенных к дневной поверхности отражающих площадок. Это произошло с разделом М в пределах Голованевской структуры. На остальных участках изменения не столь значительны. Рельеф раздела М и других условных плотностных границ несколько сгладился, но остался достаточно дифференцированным для того, чтобы судить о происшедших блоковых подвижках. Аппроксимационные площадки сгруппировались в виде ступеней, соответствующих в общих чертах основным приподнятым и опущенным участкам коры, отраженным на сейсмогеологическом разрезе. Проследить на глубину тектонические нарушения по полученным ступеням нецелесообразно из-за большой протяженности аппроксимационных площадок. Чтобы

сузить зоны возможных тектонических контактов, рельеф каждой плотностной границы задавался набором вертикальных уступов.

При подборе конфигурации аппроксимационные уступы перемещались в горизонтальном направлении. На рис. 2, I—III направление перемещений показано стрелками. В результате подбора рельеф условно заданных плотностных границ еще больше сгладился по сравнению с первоначальной схемой. Сказанное относится прежде всего к зоне погружения раздела М за западнее Голованевского максимума и восточнее Криворожско-Кременчугского синклинория, а также в зоне поднятия под Сурским синклинорием. Вертикальные ступени, полученные на первом этапе подбора и принятые условно за зоны блокового перемещения, сместились преимущественно к востоку, что особенно четко проявилось по разделу М в районе Кировограда, Желтых Вод, Днепропетровска, захватывая в последнем случае Сурский синклинорий. Принимая условно ступени за границы блоков земной коры, методом интерполяции проследили на глубину тектонические контакты. При этом предполагаемой плоскостью нарушения соединялись ближайшие точки вертикальных ступеней, обеспечивающие однонаправленные смещения глубинных границ с примерным сохранением мощности условных слоев консолидированной коры. Наметилась система сопряженных смещений, падающих к востоку и западу. Более четко проявляются разломы, падающие к востоку (рис. 2, I—IV). В верхней части разреза они залегают круто, в ряде случаев близки к вертикальным. Ниже по разрезу разломы выполаживаются и на уровне раздела М залегают почти горизонтально. В первом приближении разломы западного падения сопряженные, обуславливающие многочисленные блоковые смещения внутри консолидированной земной коры при образовании крупных чешуй, надвинутых с востока. Полученная система нарушений подтверждена детальными исследованиями верхней части геологического разреза (см. рис. 2, III). При изучении трансформаций гравитационного поля было обнаружено, что в них в первом приближении отражаются основные элементы блоковой тектоники, охарактеризованные полученным глубинным разрезом (см. рис. 2, I—V) [7].

При сопоставлении одной из трансформаций со схематическим разрезом (см. рис. 2, I—IV) отмечалось, что данная функция характеризует не только местоположение, но и наклон разрывных контактов. Пока трудно объяснить такое совпадение, однако если такая корреляционная зависимость установлена, ее можно использовать для подобных построений на соседних территориях. О существовании наклонных нарушений свидетельствует наличие на сейсмогеологическом разрезе многочисленных наклонных отражающих площадок, которые слабо коррелируются с субгоризонтальными сейсмическими границами внутри земной коры. Их проявление в волновом поле можно объяснить разуплотнением пород в зоне дробления со стороны висячего крыла и уплотнением их в зоне притирания лежащего крыла. Такое соотношение пород по плотности и скорости должно сохраняться на субгоризонтальных участках нарушений в пределах раздела М; должны возникать маломощные зоны разуплотнения пород, подстилаемых уплотненными их разностями, что обеспечит эффект отражающей поверхности. Поскольку предполагается наличие многих чешуй, надвинутых одна на другую, на уровне раздела М могут проявиться несколько субпараллельных границ, которые будут отражаться в волновом поле. Таким представлением можно объяснить многослойный характер раздела М, отраженный на сейсмогеологических разрезах, так как скачок плотности и скорости будет приходиться на узкую зону дробления непосредственно по плоскости надвига.

Подобная тектоническая структура могла сформироваться несколькими путями. В процессе тангенциального сжатия, обеспечившего значительные

перемещения отдельных блоков в горизонтальном направлении с различной амплитудой вертикального их перемещения в верхней части коры, чешуйчатая структура могла возникнуть одновременно, либо последовательным перемещением и причленением отдельных надвигов при образовании коры континентального типа [19]. При последующих тангенциальных напряжениях подвижки по имеющимся плоскостям надвига могли возобновляться, причем как в условиях сжатия, так и при растяжении. Это могло привести к значительной дифференциации рельефа глубинных границ. При таком характере смещений амплитуда вертикальных подвижек в верхней части разреза земной коры может быть намного большей, чем в нижней его части, где преобладает горизонтальная составляющая. При дроблении блока в верхней части разреза по системе оперяющих трещин уменьшается несколько амплитуда вертикального перемещения по основному разлому. О наличии горизонтальных перемещений верхних частей коры по отношению к нижним ее частям уже сообщалось в печати [24].

Рассматривался и возможный механизм формирования подобной структуры за счет течения масс горных пород [20]. Возможно, более правильным будет соединение в единое целое пластических деформаций глубинных частей земной коры и хрупких деформаций верхней части. При этом может формироваться складчато-глыбовая структура земной коры. При подобной комбинации горизонтальных и вертикальных нарушений создаются очень удобные условия для относительно небольших вертикальных перемещений блоков консолидированной коры при любых изменениях размеров самой коры в плане. При контракционной и пульсационной гипотезах развития Земли обеспечивается свободное «дыхание» планеты без потери целостности ее покрова. Даже для «разрастающейся» Земли это условие сохраняется, так как при вертикальном заложении глубинных разломов в условиях более-менее равномерного растяжения рифтов было бы столько, сколько глубинных трещин, пересекающих земную кору. При чешуйчатом строении коры расползания блоков не произойдет из-за относительно равномерного вертикального перемещения соседних глыб земной коры. Однако в пределах крупных континентальных глыб имеют место значительные дислокации консолидированной коры. Наблюдаются положительные и отрицательные формы рельефа, значительные колебания толщины земной коры [24]. Эти деформации являются наложенными и механизм их образования объяснить однозначно довольно трудно. Остановимся на некоторых примерах моделирования глубинной структуры впадин.

В пределах Западно-Туркменской депрессии моделирование глубинного строения производилось по линии профиля ГСЗ [28]. Разрез верхней части осадочного комплекса охарактеризован определениями физических свойств пород [1]. О глубинном строении депрессии существует много представлений. Данные ГСЗ свидетельствуют о согласном залегании поверхностей фундамента и раздела М. Глубинная структура аппроксимирована трехслойной плотностной моделью. Плотностные перепады показаны на рис. 3. Они близки тем, которые задавались для модели в пределах щита. Для пород осадочного комплекса избыточные плотности задавались с учетом их измерений в лабораторных условиях. Рассчитанный гравитационный эффект превосходил заданное поле по абсолютному значению и интенсивности градиентных участков, что свидетельствует о значительном дефиците масс в плотностной модели. Он был компенсирован подбором рельефа глубинных границ методом минимизации. Получены два варианта глубинного распределения масс.

В первом варианте (рис. 3, *11*) компенсация значительной отрицательной гравитационной аномалии произошла вследствие значительного поднятия раздела М непосредственно под впадиной. Поверхность М практически

выровнялась и в таком виде, очевидно, не участвует в формировании гравитационного поля. При подборе плотностного разреза значительно дифференцировалась средняя часть разреза консолидированной коры, условно отнесенная к «базальтовому» слою. Полученные результаты содержат интересную геологическую информацию, но не были приняты в качестве основной рабочей модели, поскольку они противоречат данным ГСЗ о согласном залегании кровли фундамента и раздела М.

Во втором варианте подбора плотностной модели рельеф раздела М был закреплен по данным ГСЗ. Подобранный разрез после геологической интерпретации плотностной модели показан на рис. 3, III. В рельефе фундамента проявился ступенчатый характер поднятий и погружений. Отдельные горсты могли возникнуть в условиях сжатия верхней части коры. Складчатость осадочных пород могла сформироваться как под действием блоковых подвижек фундамента, так и за счет сокращения поверхности фундамента в условиях тангенциального сжатия. В пользу такого предположения свидетельствуют в подобранном разрезе многочисленные надвиги, в том числе горной системы Копетдага. Наметилась корреляция разломов в верхней и нижней частях разреза коры с тенденцией выколаживания на глубине при падении от центра прогиба.

Наиболее значительные результаты получены по глубинной части разреза. В области максимального прогиба фундамента проявилось сводообразное поднятие кровли пород, условно отнесенных к «базальтовому» слою. Выявилась значительная дифференциация этих пород по плотности в горизонтальном и вертикальном направлениях (в пределах 2,85—3,0 г/см³). Мощность слоя в направлении с севера на юг претерпевает значительные

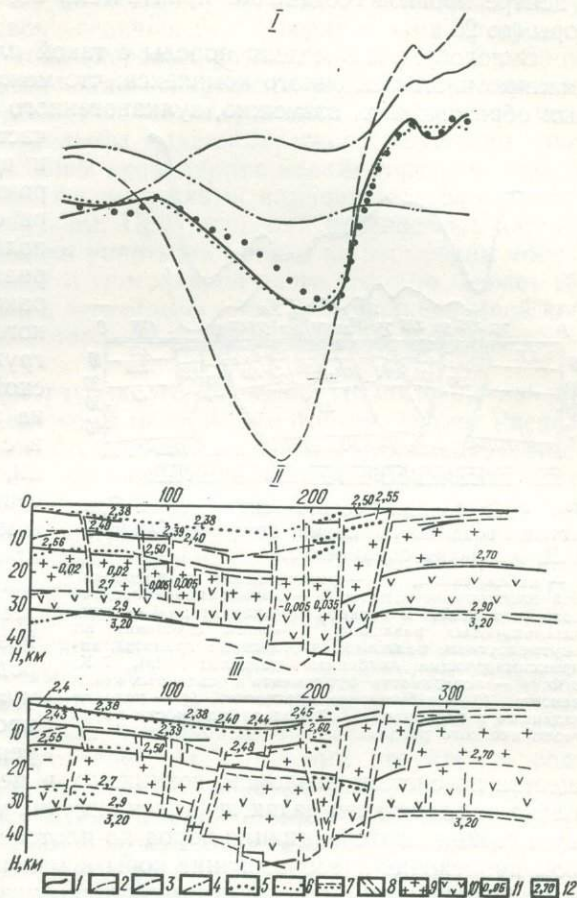


Рис. 3. Глубинный геологический разрез по профилю ГСЗ Атрек — Большой Балхан-Кошоба:

I — аномалия силы тяжести: 1 — наблюдаемая; рассчитанная от первоначальной плотностной модели (2), от поверхности к (3), от поверхности М (4), от подобранной модели с уточненной конфигурацией границ (5), от подобранного плотностного разреза после уточнения избыточных плотностей (6); II — глубинный геологический разрез, подобранный без закрепления рельефа М (первый вариант подбора после геологической интерпретации); III — глубинный геологический разрез, подобранный с закреплением элементов рельефа М (второй вариант подбора после геологической интерпретации): 7 — элементы плотностной схемы в модели первоначальной (а) и подобранной (б); 8 — зоны разломов, породы, условно отнесенные к «гранитному» (9) и «базальтовому» (10) слоям, 11 — избыточные плотности, 12 — плотности пород, условно заданные в первоначальной модели.

колебания. В пределах Аладаг-Мессерианской зоны слой почти выклинивается и севернее постепенно утолщается до 10 км. Затем увеличение мощности происходит скачкообразно за счет погружения раздела М и одновременного резкого воздымания кровли пород «базальтового» слоя, которые в центре прогиба составляют практически весь разрез консолидированной коры (до 26 км).

В подобранной модели породы с такой плотностью составляют также нижнюю часть осадочного комплекса, что может свидетельствовать о плотных образованиях, возможно, вулканогенного комплекса в самой глубокой части прогиба.

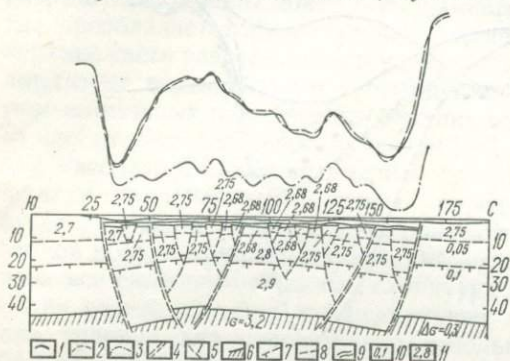


Рис. 4. Глубинный геологический разрез Припятской впадины по линии профиля КМПВ — УЩ. Аномалия силы тяжести:

1 — наблюдаемая; 2 — рассчитанная от подобранной плотностной модели; 3 — локальная от осадочного комплекса и рельефа фундамента; 4 — зоны сквозькоровых разломов; 5 — зоны смещений по внутрикоровым разломам; плотностные границы, аппроксимирующие глубинные разделы: 6/М, 7/К, 8/Ф; 9 — поверхности фундамента и осадочных комплексов; 10 — избыточные плотности; 11 — условно заданные в первоначальной модели плотности пород геологического разреза.

щества по системе разломов, возникших в центральной части мобильного блока под действием надвигающихся жестких массивов. Об этом свидетельствует резкая дифференциация пород по плотности. Возможно, таким способом происходит преобразование коры в мантию при погружении мобильных блоков, при котором формируются линзообразные участки коро-мантийной смеси [16, 24, 27]. Таким образом, формирование прогибов в консолидированной коре с характерной корой океанического типа возможно не только в условиях растяжения или раздвигания плит, но и в условиях сжатия и «заталкивания» мобильных блоков и переработки их снизу вверх.

Значительно осложняется задача по глубинному моделированию территорий, не охарактеризованных данными ГСЗ, к которым относится Припятская впадина. Однако вблизи ее проходит профиль ГСЗ, характеризующий северо-западную часть Украинского щита с выходом в Днепроовско-Донецкую впадину [26]. С опорой на этот профиль построена плотностная модель земной коры западного склона Украинского щита на участке, непосредственно примыкающем к Припятской впадине. Эта модель послужила основанием для построения схемы первоначального приближения по профилю КМПВ, пересекающему Припятскую впадину. Породы осадочного комплекса охарактеризованы данными бурения и сейсморазведки. Консолидированная кора аппроксимирована трехслойной моделью.

Подобранный разрез после геологической интерпретации показан на рис. 4. Судя по данным подбора плотностной модели, Припятская впадина

Сквозькоровые и внутрикоровые разломы характеризуются падением от центра структуры и с глубиной выполаживаются. Подобранный вариант плотностной модели характеризует зону тангенциального сжатия и ступенчатого погружения Гограндаг-Окаремской ступени под надвигающиеся на нее с севера Прибалханскую и с юга Мессерианскую ступени. Краевые разломы падают к северу в северной части и к югу в южной. На разделе М они проявляются в виде ступеней с амплитудой вертикального перемещения порядка 3—7 км. Резкое увеличение мощности пород, отнесенных к «базальтовому» слою, в центральной части прогиба можно объяснить внедрением плотного мантийного вещества

представляет собой погруженный мобильный блок консолидированной коры. Амплитуда вертикального перемещения по южному ограничивающему разлому достигает 7 км и несколько меньше по северному, сбросом по которым объясняются резкие гравитационные минимумы на бортах впадины. Ограничивающие разломы, как и большинство других разломов, падают к центру впадины. Количество разрывов увеличивается в верхней части разреза за счет разветвления крупных сквозькоровых разломов. С глубиной разломы выполаживаются. Компенсация поля в центральной части впадины происходит за счет сводообразного поднятия всех глубинных границ, в том числе поверхности фундамента. В рельефе кристаллического основания кроме общего поднятия к центру впадины проявляются мелкие горсты и грабены, обусловленные вертикальными перемещениями клиновидных блоков верхней части консолидированной коры. При уточнении плотностных характеристик удалось выделить участки уплотнения пород на периферии мобильного блока и их разуплотнение в центральной части его. Это может свидетельствовать о более глубоком эрозионном срезе консолидированной коры в центральной части прогиба, которое возникло на начальной стадии формирования структуры.

Перечисленные признаки глубинного строения Припятской впадины позволяют предположить возможный механизм ее формирования. Расположение разрывных нарушений характерно для зоны растяжения, которое могло возникнуть в условиях сводообразования. В центре поднятия должны были сформироваться клиновидные блоки, погружившиеся по системе сбросов. В нижней части коры зоны растяжения могли возникать в краевых частях мобильного блока, что могло привести к инъекции плотного интрузивного вещества по системе трещин, зияющих книзу. Потеря вещества и повышенная теплоотдача должны были привести к инверсии структуры и общему погружению мобильного блока по плоскостям ограничивающих разломов. Участки растяжения сменились участками сжатия. Клиновидные блоки, погруженные при сводообразовании, могли вытесняться, что привело к возникновению микрогорстов. Их поднятие влияло, а по некоторым данным и продолжает оказывать влияние на формирование положительных структур в слоях осадочной толщи, которые представляют основной интерес при поисках месторождений нефти и газа. Наличие горстообразных поднятий в рельефе фундамента Припятской впадины подтверждено детализационными работами. Объяснить образование подобных форм рельефа в условиях растяжения при раздвигании плит, какими представляется возникновение рифтов или авлакогенов, вряд ли возможно. Особенно слабым звеном в механизме образования авлакогенов представляется возникновение весьма протяженных линейментов, за счет которых образуются погружения в рельефе плит, в условиях растяжения. При этом все глубинные разломы одной системы находились бы в равных условиях и наблюдались бы многие параллельные зоны авлакогенов, чего в действительности нет. Очевидно, зоны линейментов могли соответствовать деформациям сдвига или поперечного сжатия, локального подпльва снизу легкого разогретого вещества, что привело к сводообразованию. Таким образом, на примере двух прогибов показано, что их возникновение могло происходить без раздвигания плит или их отдельных обломков и даже в условиях их сближения, т. е. в условиях сжатия. Погружение мобильного блока земной коры сопровождается переработкой его пород снизу вверх. Наклонные нарушения, по которым погружается мобильный блок, могли наследовать систему наклонных разломов, которые прослежены в консолидированной коре Украинского щита. Возникновение прогибов связано с образованием сводообразного поднятия. Поэтому более приемлемо применение к внутриплатформенным грабенам термина,

предложенного В. К. Гавришем, «аркоген», т. е. сводом рожденный, в отличие от предложенного им же и другими авторами терминов «рифтоген» и «авлакоген» [10, 29].

Предложенные результаты глубинного моделирования показывают эффективность комплексирования данных сейсморазведки и гравиразведки при изучении внутренней структуры земной коры. Данными гравиразведки могут быть значительно дополнены и насыщены сведения, полученные наблюдениями ГСЗ по сети редких профилей. При этом более обоснованно могут быть выполнены площадные построения с использованием корреляционных связей, установленных по эталонным разрезам.

1. *Арест Ф. А., Мильштейн Д. М.* Геофизические аномалии Туркменистана и их связь с глубинным геологическим строением.— Геология и полезные ископаемые Туркмении, 1964, вып. 2, с. 51—61.
2. *Белявский И. А.* Земная кора в пределах территории СССР.— М.: Недра, 1974.— 280 с.
3. *Булах Е. Г., Ржаницын В. А., Маркова М. Н.* Применение метода минимизации для решения задач структурной геологии по данным гравиразведки.— Киев: Наук. думка, 1976.— 220 с.
4. *Булах Е. Г., Ржаницын В. А., Скопиченко М. Ф.* Методика построения плотностной модели земной коры с использованием данных ГСЗ по III международному профилю.— В кн.: Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев: Наук. думка, 1977, с. 270—277.
5. *Булах Е. Г., Ржаницын В. А.* Опыт применения отдельных этапов автоматизированной системы интерпретации гравитационных наблюдений при геологическом картировании сложных районов.— В кн.: Материалы геофизических исследований на Украине. Киев: Наук. думка, 1972, с. 206—212.
6. *Булах Е. Г., Маркова М. Н.* Решение обратных задач гравиразведки для пологих структур методом минимизации.— Геофиз. сб., 1976, вып. 70, с. 64—70.
7. *Булах Е. Г., Левашов С. П.* Про інтерпретацію складних гравітаційних аномалій.— Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1978, № 2, с. 99—101.
8. *Булин Н. К.* О природе пологих сейсмических границ в консолидированной земной коре.— Геотектоника, 1970, № 4, с. 43—55.
9. *Бурьянов В. Б., Красовский С. С., Куприенко П. Я., Шмидт А. О.* Моделирование гравитационного поля структур земной коры УЩ по VIII профилю ГСЗ.— В кн.: Гравитационная модель земной коры и верхней мантии. Киев: Наук. думка, 1977, с. 77—115.
10. *Гавриш В. К.* Глубинные структуры и методика их изучения (на примере Доно-Днепровского прогиба). Киев: Наук. думка, 1969, с. 264.
11. *Гинтов О. Б.* О трех зонах земной коры Украинского щита и принципе «выше и ниже гранитизации».— Геол. журн., 1973, 33, вып. 4, с. 89—96.
12. *Голыздра Г. Я.* Методика интерпретации геофизических исследований глубинного строения Украины.— Геофиз. сб., 1974, вып. 61, с. 41—48.
13. *Голыздра Г. Я.* Об изостатическом равновесии земной коры Украинского щита.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 10, с. 44—55.
14. *Злавиных Л. З.* Изучение строения земной коры по гравиметрическим данным.— Алма-Ата, Наука: 1974.— 120 с.
15. *Каратаев Г. И.* Корреляционная схема геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий.— Новосибирск: Наука, 1966.— 135 с.
16. *Красовский С. С.* Об изучении по гравитационному полю структур земной коры и верхней мантии.— В кн.: Материалы XI конгресса КБГА. Киев: Наук. думка, 1977, с. 437—438.
17. *Курбанов М. К., Ржаницын В. А.* Построение плотностной модели земной коры Западного Туркменистана.— Геофиз. сб., 1978, вып. 82, с. 68—75.
18. *Маловичко А. К., Гершанок В. А.* Об определении регионального фона в условиях сложного аномального поля.— В кн.: Вопросы обработки и интерпретации геофизических наблюдений, 1971, № 9, с. 46—53. (Учен. зап. Перм. ун-та, № 233).
19. *Пейве А. В.* Разломы и тектонические движения.— Геотектоника, 1967, № 5, с. 8—24.
20. *Пейве А. В.* Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минерализации с глубинными разломами. Ч. 2. Главнейшие типы глубинных разломов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 3, с. 57—71.
21. *Ржаницын В. А.* Опыт построения геолого-тектонической схемы при помощи автоматизированной системы интерпретации гравитационных наблюдений.— В кн.: Материалы по геологии, геофизике, гидрогеологии и геохимии Украины, Урала, Казахстана, Алтая и Сибири. Киев: Изд-во Киев. ун-та, 1972, с. 89—93. (Сб. науч. тр., № 8).

22. *Ржаницын В. А.* Методические особенности и некоторые результаты моделирования глубинной структуры земной коры по данным гравиметрии.— В кн.: Некоторые вопросы геологической интерпретации гравитационных аномалий. М., 1978, с. 80—89.
23. *Ржаницын В. А., Данкевич И. В.* Глубинная тектоника Припятского прогиба.— В кн.: Региональная тектоника Белоруссии и Прибалтики. Минск : Наука и техника, 1977, с. 91—99.
24. *Соллогуб В. Б.* О структуре земной коры юго-восточной Европы.— Геофиз. сб., 1967, вып. 19, с. 13—30.
25. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Трипольский А. А. и др.* Глубинное строение Украинского щита по сейсмическим данным.— В кн.: Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев : Наук. думка, с. 42—52.
26. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В.* Глубинное строение и эволюция земной коры.— В кн.: Проблемы физики Земли на Украине. Киев : Наук. думка, 1975, с. 118—142.
27. *Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В.* Строение и эволюция земной коры Украины и сопредельных регионов Тетиса в свете новых данных и представлений.— Геофиз. сб., 1976, вып. 70, с. 13—45.
28. *Чамо С. С.* Глубинное тектоническое строение восточного борта Южно-Каспийской впадины по данным КМПВ.— Прикл. геофизика, 1962, вып. 35, с. 19—29.
29. *Чекунов А. В.* О возможных причинах и механизме образования Днепровско-Донецкой впадины.— Геофиз. сб., 1967, вып. 19, с. 31—38.

УДК 551.24

К. Ф. Тяпкин

Днепропетровский горный институт им. Артема

ОСОБЕННОСТИ РАЗЛОМНОЙ ТЕКТониКИ ДОКЕМБРИЯ УКРАИНЫ, УСТАНОВЛЕННЫЕ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Создающаяся в настоящее время модель тектоносферы Земли должна основываться на совокупности известных фактических данных о физико-геологических особенностях ее верхних оболочек и комплексной интерпретации этих данных. В этой связи заслуживают внимания особенности разломной тектоники докембрия, установленные в последнее десятилетие с помощью геофизических методов.

Речь идет о значительно большей раздробленности земной коры по сравнению с традиционными представлениями, о системном расположении разломных структур в пространстве и во времени, о нарушении разломами всей земной коры, о специфических зонах активизации фрагментов разломов ранее возникших систем и некоторых важных следствиях, вытекающих из этих особенностей. Рассмотрим их подробнее.

Системы разломов на Украинском щите

В результате анализа гравитационного и магнитного полей с учетом известных фактических геологических данных составлена карта разломных структур Украинского щита масштаба 1 : 1 000 000, схема которой приведена на рис. 1. Разломные структуры изображены здесь не сплошными зонами, а только фрагментами, в пределах которых они проявляются в физических полях. Показаны критерии их выделения: ступени в уровнях гравитационного и магнитного полей и различный характер поведения полей по разные стороны от разломов. Кроме того, в качестве индикаторов разломных структур использовались локальные линейные магнитные и гравитационные аномалии.

В процессе исследований установлены следующие важные закономерности в пространственном расположении разломных структур на Украинском щите.

1. Крупные разломы на щите — это не дизъюнктивы, а сложные объемные тектонические структуры, характеризующиеся специфической, преимущественно линейной изоклиальной складчатостью, осложненной разры-

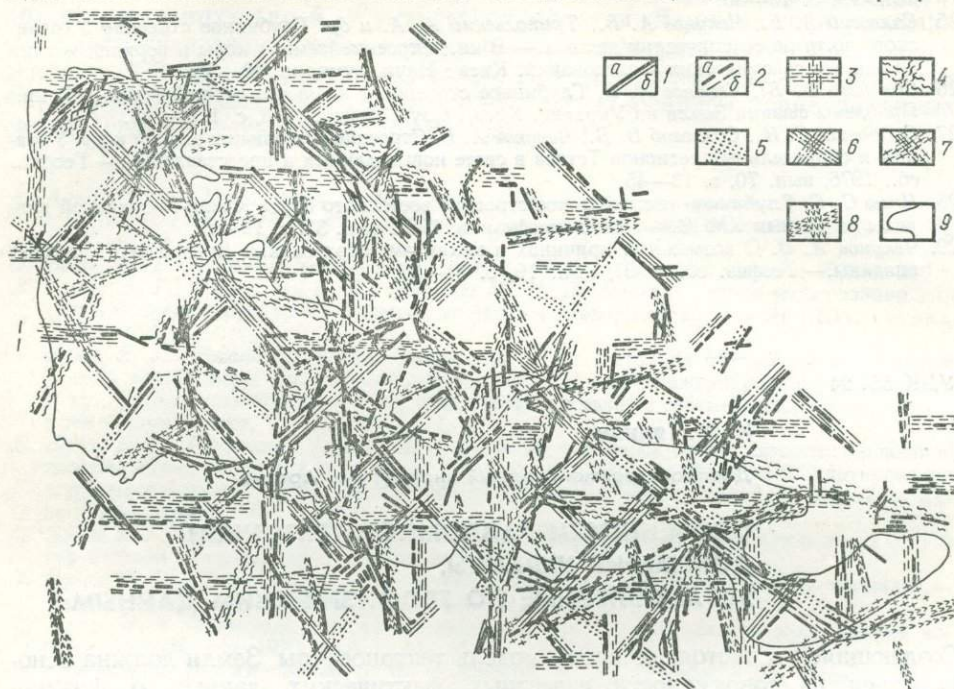


Рис. 1. Схема расположения крупных разломных структур и их индикаторов в пределах Украинского щита и прилегающих районов:

1 — ступени в гравитационном (а) и магнитном (б) полях; 2 — границы областей с разным характером гравитационного (а) и магнитного (б) полей. Системы разломов, характеризующиеся азимутами простираний: 3 — 0 и 270°; 4 — 17 и 287°; 5 — 35 и 305°; 6 — 45 и 315°; 7 — 62 и 332°; 8 — 77 и 347°; 9 — условный контур щита.

вами, и представленные комплексами пород, относящихся к новообразованиям. Они располагаются в пространстве не произвольно, а укладываются в определенные системы (см. рис. 1).

2. Каждая система характеризуется постоянством азимутов простирания разломов и их взаимной ортогональностью, выдержанностью расстояний между разломами одного порядка. Интервалы между разломами первого порядка в каждой системе составляют 140—150 км, второго — порядка 70—75, третьего — порядка 35—37 км и др. На рис. 1 из-за загруженности вынесены разломы только первых двух порядков.

3. На щите достаточно уверенно фиксируются шесть систем докембрийских разломов со следующими азимутами простираний: 0; 17; 35; 45; 62; 77° и им ортогональными. Разломы каждой системы тесно связаны с поверхностными геологическими структурами и слагающими их комплексами пород определенного возраста, что свидетельствует о разном времени заложения систем разломов. Вместе с тем сетки разломов разных систем подобны между собой. Это свидетельствует о единых законах деформации внешних оболочек Земли на протяжении всего докембрийского времени.

Следует отметить отсутствие симметрии в расположениях разломов по

отношению к сетке меридианов. В данном случае речь идет не только об ориентировке разломных структур, но и о их геологической природе. В частности, симметрично расположенные разломы диагональной системы с азимутами простираний 315 и 45°, как правило, резко отличаются по геологической позиции: если первые участвуют в формировании складчатости на щите, то вторые характеризуются преимущественно ее нарушениями.

Системное расположение разломных структур наблюдается не только на Украинском щите, но, судя по литературным данным, и в других регионах. Ограничимся ссылками на несколько известных публикаций. Очень правильные сетки разломов наблюдаются на Алданском и Балтийском докембрийских щитах [2, 8, 10], являющихся элементами Сибирской и Восточно-Европейской платформ, а также на Индийской [4] и Австралийской [15] платформах. Особенности в пространственном положении разломов отражены в обобщающих работах по планетарным тектоническим закономерностям [1, 5, 16, 17, 19 и др.].

К сожалению, названные выше закономерности в расположении разломных структур, по-видимому, планетарного характера, не находят простого объяснения с позиций традиционной тектонической концепции геосинклиналей и противопоставляющихся им платформ. В связи с этим они часто либо игнорируются, либо относятся к экзотическим явлениям. Вместе с тем они непосредственно вытекают из развиваемой нами новой ротационной гипотезы структурообразования [12].

Глубинность разломов

В настоящее время из всей совокупности разломов земной коры принято выделять класс глубинных разломов, удовлетворяющих особым признакам [6 и др.], которые условно можно разделить на две группы. Одна из них (глубина проникновения, длина и ширина разломов) связана с интервалом нарушения внешних оболочек Земли, а вторая (различные фациальные и структурные особенности самих разломов и разделяемых ими блоков земной коры) — с геологическими следствиями разломов земной коры.

Необходимым требованием отнесения разлома к классу глубинных, по-видимому, должна быть нарушенность им, по крайней мере, всей земной коры и продолжение его в мантию, т. е. наличие первой группы признаков является обязательным условием отнесения их к глубинным, а вторая группа может быть использована для различных геологических классификаций глубинных разломов.

Интересен результат анализа поведения глубинных границ земной коры по профилям ГСЗ [9] в местах их пересечения с разломами, показанными на рис. 1. Разломы первого, второго (и даже третьего) порядков всех систем нарушают полностью земную кору и уходят в верхи мантии, т. е., по нашему условию, являются глубинными [14].

Этот несколько неожиданный вывод, свидетельствующий о чрезвычайной раздробленности земной коры, не соответствует традиционным представлениям о распространении глубинных разломов. Тем не менее он не случаен, так как подобные выводы сделаны исследователями других регионов. В качестве примера приведем результаты изучения земной коры в восточной части Восточно-Европейской платформы и миогеосинклинальной области Урала, полученные А. Я. Ярошем. Он считает, что сейсмическими наблюдениями на многих участках обнаруживается чрезвычайно сильная раздробленность земной коры в сравнении с существующими ранее представлениями. На многих сейсмических профилях — по поверхности фундамента — и на профилях

ГСЗ — по поверхности Мохоровичича — обнаружено значительно большее число разломов, чем было выделено ранее по физическим полям.

Этот важный вывод, видимо, должен найти отражение при формировании модели тектоносферы Земли.

Унаследованность при образовании новых систем разломов

Понятие унаследованности, введенное Н. С. Шатским и А. В. Пейве [7], можно считать общеизвестным. В данном случае речь идет об определенной закономерной взаимосвязи элементов унаследованности и новообразований при возникновении новых систем разломов земной коры на фоне ранее существующих.

Согласно ротационной гипотезе структурообразования [12], при очередном достижении критических напряжений в литосфере происходит образование новой системы разломов. Они возникают

частично за счет раскалывания старых блоков, а частично за счет обновления (активизации) фрагментов разломов ранее возникших систем, но так, что осевые линии формируемых разломов совпадают с направлением разрядки планетарных напряжений. Принципиальная схема этого процесса показана на рис. 2, а. По-видимому, выбор участвующих фрагментов разломов «старых» систем должен подчиняться условию минимума затрачиваемой энергии.

На рис. 2, б изображена тектоническая схема Криворожской структурно-фациальной зоны, достаточно наглядно иллюстрирующая справедливость описываемой закономерности для докембрийских структур. Тесная взаимо-

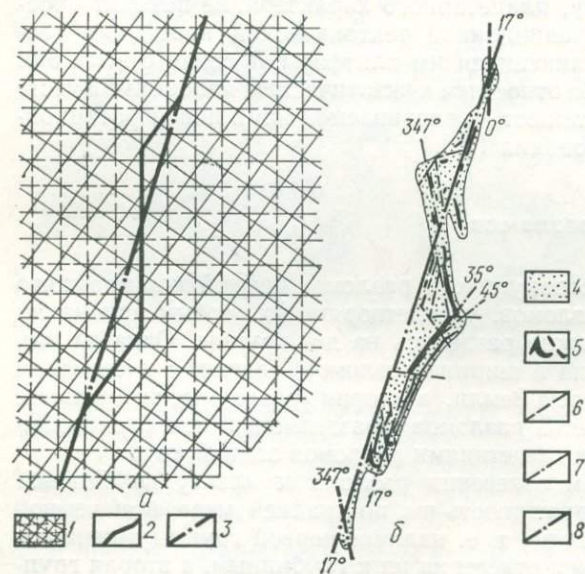


Рис. 2. Принципиальная схема унаследованного образования глубинного разлома (а) и тектоническая схема Криворожской структурно-фациальной зоны (б): 1 — сеть ранее существовавших разломов; 2 — вновь образуемый разлом; 3 — осевая линия вновь образуемого разлома; 4 — нерасчлененные породы криворожской серии; 5 — железистые кварциты; 6 — разрывные нарушения; 7 — осевые линии фрагментов Криворожской структурно-фациальной зоны; 8 — осевая линия Криворожско-Кременчугского разлома.

связь образования пород железорудной формации с разломами и однообразие железистых кварцитов Криворожья позволяет установить участие фрагментов разломов определенных систем в формировании Криворожско-Кременчугского разлома и связанного с ним Криворожского железорудного бассейна.

Из рис. 2, б следует, что наряду с фрагментами разломов с азимутами 17° в формировании рассматриваемой структуры участвуют разломы с азимутами 0; 35; 45 и 347°, но так, что осевая линия Криворожско-Кременчугского глубинного разлома является одновременно и осевой линией слож-

ной совокупности активизированных фрагментов разломов названных выше систем.

Весьма важным обстоятельством следует считать, что описываемая закономерность присуща не только докембрийским структурам, а наблюдается при формировании структур любого возраста. Покажем это на примерах двух структур: Днепровско-Донецкой впадины и Кавказа.

На рис. 3, а приведена тектоническая схема Днепровско-Донецкой впадины, составленная по международной тектонической карте Европы (1962). Из рисунка следует, что фрагменты центрального грабена Днепровско-Донецкой впадины образованы разломами, азимуты которых совпадают с азимутами докембрийских систем, установленных на Украинском щите. Судя по заполняющим центральный грабен осадочным образованиям его возраст — герцинский. Следовательно, формирование цен-

трального грабена Днепровско-Донецкой впадины образованы разломами, азимуты которых совпадают с азимутами докембрийских систем, установленных на Украинском щите. Судя по заполняющим центральный грабен осадочным образованиям его возраст — герцинский. Следовательно, формирование цен-

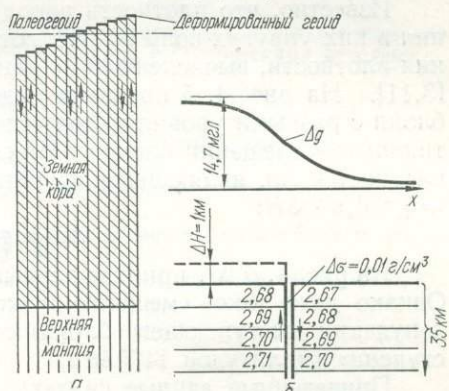
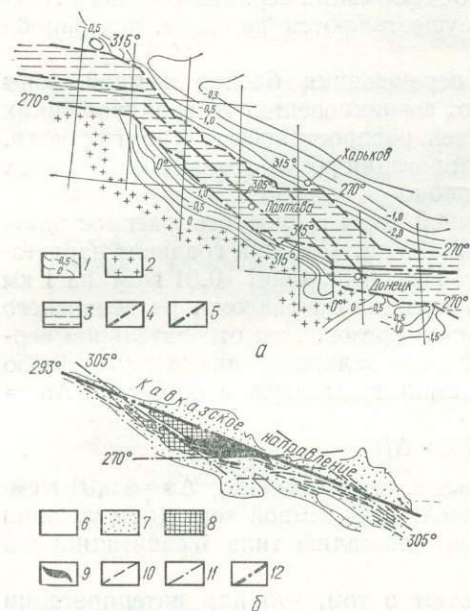


Рис. 3. Тектонические схемы Днепровско-Донецкой впадины (а) и Кавказа (б);

1 — изогипсы докембрийского кристаллического фундамента; 2 — выходы докембрийских кристаллических пород в пределах Украинского щита; 3 — Центральный грабен Днепровско-Донецкой впадины; 4 — граничные разломы Центрального грабена; 5 — осевые линии Центрального грабена. Породы, слагающие структуру Кавказа: 6 — отложения третичного и четвертичного возраста; 7 — мезозойские отложения; 8 — палеозойские и протерозойские отложения; 9 — интрузивные образования палеозоя; 10 — разрывные нарушения; 11 — осевые линии фрагментов Кавказской структуры; 12 — осевая линия общей структуры Кавказа.

Рис. 4. Схемы деформации земной коры типа «прогиба» (а) и возникновение вертикальной плотности границы при относительном перемещении блоков (б);

трального грабена Днепровско-Донецкой впадины связано с активизацией в герцинское время определенных фрагментов разломов докембрийского заложения. При этом выбор фрагментов подчиняется описанной выше закономерности.

На рис. 3, б показана тектоническая схема Кавказа, составленная по геологической карте Северного Кавказа (1965). Из рисунка видно, что так называемое «Кавказское» структурное направление (293°) складывается из докембрийских направлений с азимутами 270 и 305°.

Следует отметить, что определенная универсальность рассматриваемой закономерности заключается в том, что она наблюдается в различных регионах и при формировании структур различного возраста, начиная от докембрийских и кончая самыми молодыми мезо-кайнозойскими, и даже при образовании современной речной сети. По-видимому, она должна быть также учтена при построении модели тектоносферы Земли.

В заключение рассмотрим некоторые следствия, вытекающие из описанных выше особенностей тектоники докембрия, установленные с помощью геофизических методов.

1. Правильное расположение разломов в системах и подобие пространственного расположения разновозрастных систем разломов между собой зависит от того, что в их образовании принимают участие не верхние части земной коры и даже не вся земная кора, а более мощная, достаточно однородная оболочка Земли, соответствующая, по крайней мере, верхней мантии.

2. Из чрезмерной раздробленности земной коры за счет нарушенности ее глубинными разломами вытекает, что деформации верхних оболочек геоида, называемые обычно «прогибами», осуществляются по схеме, показанной на рис. 4, а.

3. Относительные вертикальные перемещения блоков земной коры вдоль глубинных разломов способствуют возникновению на границах таких блоков перепадов плотности и скоростей распространения упругих волн, которые должны учитываться при интерпретации результатов геофизических наблюдений. Рассмотрим это более подробно.

Известно, что плотность пород земной коры и скорость распространения в них упругих волн возрастают с глубиной. Средний градиент нарастания плотности, вычисленный по данным ГСЗ, составляет $0,01 \text{ г/см}^3$ на 1 км [3,11]. На рис. 4, б показана модель глубинного разлома, разделяющего блоки с разными уровнями денудационных срезов. При относительном вертикальном смещении блоков возникает вертикальная граница с разностью плотностей $\Delta\sigma$, являющейся функцией амплитуды перемещений ΔH : $\Delta\sigma = \text{grad}_z \sigma \cdot \Delta H$:

$$\Delta\sigma = \text{grad}_z \sigma \cdot \Delta H.$$

На рис. 4, б ΔH принято равным 1 км и, следовательно, $\Delta\sigma = 0,01 \text{ г/см}^3$. Однако даже такое смещение блоков вдоль всей земной коры (при условии денудации выступающего блока) создает аномалию типа «гравитационной ступени» амплитудой $14,7 \text{ мгл}$.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что при интерпретации гравитационных аномалий, обусловленных неоднородностями земной коры, недоучет описанной выше особенности модели земной коры может привести к значительным погрешностям. Плотностная граница, возникающая при относительном вертикальном перемещении блоков, одновременно будет являться границей скорости распространения упругих волн, наличие которой также должно учитываться.

Возвращаясь к третьему следствию, отмечаем, что возникновение плотности и скоростных границ за счет относительных вертикальных перемещений блоков в сочетании с относительно большой раздробленностью земной коры приводит к необходимости использования для количественной интерпретации результатов геофизических наблюдений таких моделей, в которых наряду с субгоризонтальными границами обязательно должны быть субвертикальные границы. В этой связи достаточно распространенное в настоящее время использование упрощенных моделей земной коры, состоящих только из субгоризонтальных границ, нельзя признать правомерным. Оно может приводить к неоправданно большим погрешностям и далеко идущим ложным выводам.

1. Воронов П. С. Очерки о закономерностях морфологии глобального рельефа Земли.— Л.: Наука, 1968.— 124 с.
2. Гришкян Р. Н. Новые данные о строении и развитии системы докембрийских разломов решетчатого типа на Алданском щите.— В кн.: Вопросы тектоники докембрия континентов. М.: Наука, 1970, с. 120—131.

3. *Изучение тектоники докембрия геолого-геофизическими методами* / Пол ред. К. Ф. Тяпкина.— М.: Недра, 1972.— 260 с.
4. *Кришна М. С.* Геология Индии и Бирмы.— М.: Изд-во иностр. лит., 1954.— 424 с.
5. *Муди Дж, Хилл М.* Сдвиговая тектоника.— В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М.: Изд-во иностр. лит., 1960, с. 265—342.
6. *Пейве А. В.* Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 1, с. 90—105.
7. *Пейве А. В.* Принцип унаследованности в тектонике.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 6, с. 11—19.
8. *Петров А. И.* Древние разломы восточной части Балтийского щита и движения по ним.— Докл. АН СССР, 1970, 191, № 2, с. 418—421.
9. *Проблемы физики Земли на Украине.* К.: Наук. думка, 1975.— 173 с.
10. *Токарев В. А.* Главные глубинные разломы Кольского полуострова.— В кн.: Геологическое строение, развитие и рудоносность Кольского полуострова. Апатиты, 1968, с. 37—46.
11. *Тяпкин К. Ф.* Об интерпретации гравитационных ступеней на щите.— Докл. АН УССР, 1966, № 5, с. 611—614.
12. *Тяпкин К. Ф.* Новая ротационная гипотеза формирования тектонических структур в земной коре.— Геол. журн., 1974, № 4, с. 3—16.
13. *Тяпкин К. Ф.* Проблемы изучения разломно-блоковой тектоники докембрия с позиций новой ротационной гипотезы формирования структур в земной коре.— Геол. журн., 1977, № 6, с. 3—17.
14. *Тяпкин К. Ф., Кивелюк Т. Т., Гонтаренко В. Н.* Сопоставление результатов изучения глубинных разломов восточной части Украинского щита геофизическими методами.— Геофиз., сб., 1978, вып. 86, с. 9—18.
15. *Хилл Е. С.* Тектоническое строение Австралии.— В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М.: Изд-во иностр. лит., 1960, с. 223—240.
16. *Чебаненко И. И.* Основные закономерности разломной тектоники земной коры.— Киев: Изд-во АН УССР, 1963.— 155 с.
17. *Шаблинская Н. В.* Новые данные о глобальной сетке разломов на платформах.— Докл. АН СССР, 1977, 237, № 5, с. 1159—1162.
18. *Ярош Т. Я.* Оценка достоверности выделения зон разломов по физическим полям.— Вопр. развед. геофизики, 1969, вып. 64, с. 82—86.
19. *Sander R. A.* Die Lineamenttektonik und Ihre Probleme.— Edog. Ged. Helv., 1938, 31, p. 199.

УДК 551.241 : 551.71.477

О. Б. Гинтов, В. Г. Гутерман

Институт геофизики им. С. И. Субботина АН УССР, Киев

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ДРЕВНЕЙ ТЕКТОНОСФЕРЫ НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРО-УКРАИНСКОГО ТЕКТОНОКОНЦЕНТРА

Применение геолого-геофизических и аэрокосмических методов при изучении древних платформ показало, что в структуре древней земной коры преобладают крупные изометрические и кольцевые образования, называемые нами тектоноконцентрами [3]. Этот термин введен для того, чтобы подчеркнуть отличие рассматриваемых тектономагматических длительно развивающихся структур от многочисленных кольцевых вулканических и вулкано-плутонических комплексов.

На территории СССР, по геофизическим данным, к тектоноконцентрам отнесены Северо- и Южно-Украинский, Рижско-Таллинский, Новгородско-Калининский, Онежский, Горьковско-Казанский, Куйбышевско-Оренбургский, Назымский, Назымско-Надымский, Алданский, тектоноконцентр Сибирской платформы и др. [4,5]. В пределах Африканской платформы наиболее типичны тектоноконцентры Восточно-Африканский и Южно-Родезийский.

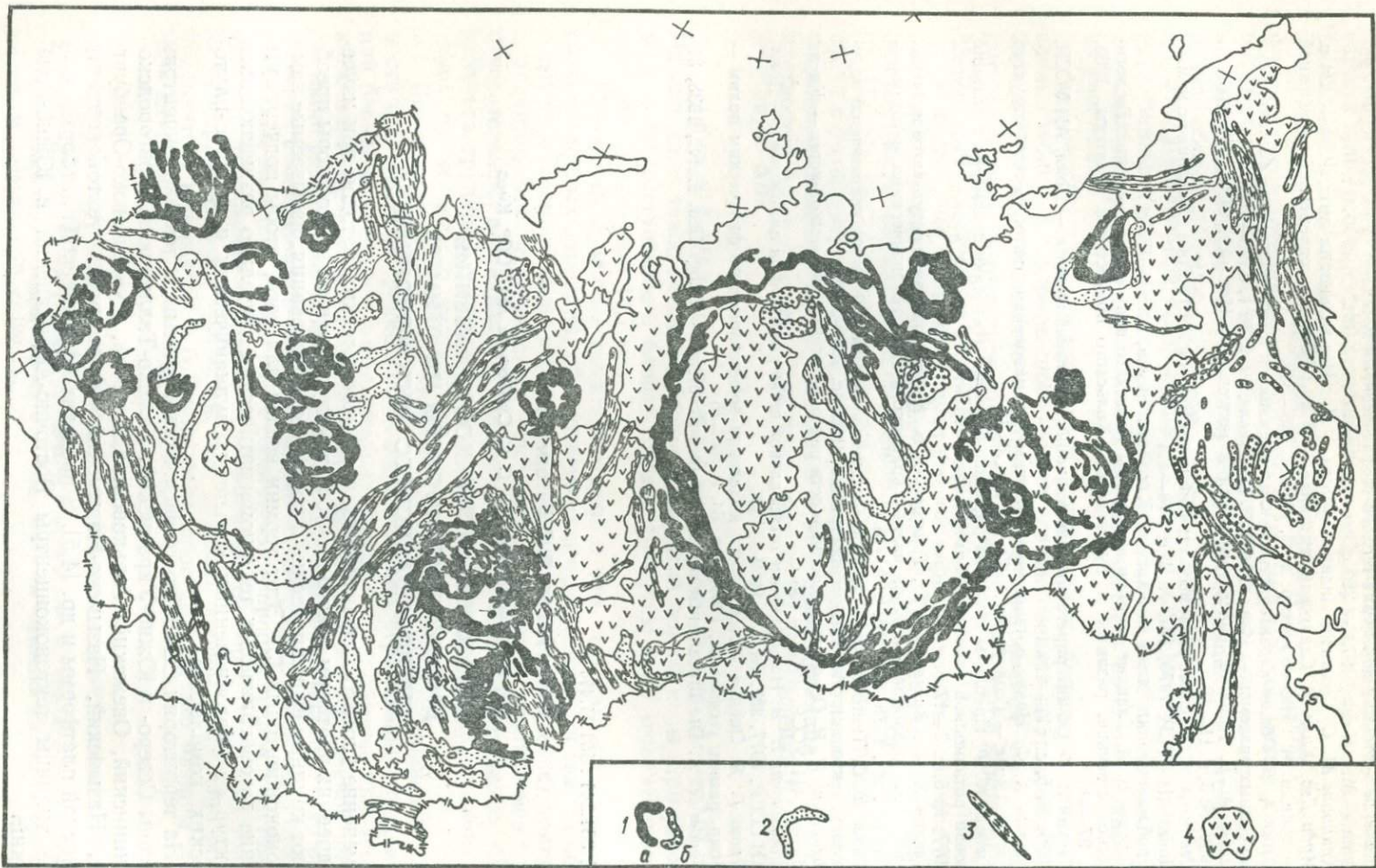


Рис. 1. Схема районирования аномального магнитного поля СССР по морфологии аномалий (составлена на основе Карты аномального магнитного поля ΔT_n СССР под ред. З. А. Макаровой).
 Зональности аномального магнитного поля: 1 — кольцевые (а — достоверные, б — предполагаемые); 2 — дуговые; 3 — линейные; 4 — мозаичные.

Размеры тектоноконцентров в поперечнике составляют от первых сотен до первых тысяч километров. Им соответствуют кольцевые зональности аномального магнитного и гравитационного полей (рис. 1), отражающие концентрическое расположение метаморфических и гранитоидных комплексов, трещинных интрузий, элементов рельефа дневной поверхности и глубинных границ земной коры [2—4].

Основными элементами структур этого типа, что хорошо видно на примере Северо-Украинского тектоноконцентра (рис. 2), являются внутренняя относительно стабильная часть (стабильное ядро) и относительно мобильное кольцевое обрамление (мобильное кольцо).

Кольцевое обрамление тектоноконцентра представлено системой дуговых глубинных разломов, разделяющих относительно узкие (шириной до первых десятков километров) резко приподнятые и опущенные блоки земной коры. Благодаря этому в пределах мобильного кольца на поверхность выступают как наиболее древние катархейские (породы чарнокит-эндербитового ряда), так и наиболее молодые верхнепротерозойские (овручская серия) образования. Складчатые структуры чаще всего ориентированы вдоль кольцевого обрамления, хотя на отдельных участках занимают и поперечное положение.

Дуговые разломы кольцевого обрамления по морфокинематическим особенностям относятся либо к сбросам, либо к сбросо-сдвигам правостороннего типа. Однако на отдельных этапах — в раннем архее и нижнем протерозое — они принадлежали к структурам растяжения.

Об этом свидетельствует развитие мощных процессов основного вулканизма в раннем архее и процессов гранитизации (особенно интенсивных в непосредственной близости к дуговым разломам) на границе раннего и позднего протерозоя.

Тектономагматические процессы на отдельных участках кольцевого обрамления происходили в течение всего докембрия и даже в фанерозое (Каневский блок). «Стабильное ядро» тектоноконцентра характеризуется менее контрастными вертикальными и горизонтальными движениями, что находит отражение в более слабой дифференцированности геофизических аномалий, больших размерах блоков, менее разновозрастных комплексов.

Не менее трех четвертей площади «стабильного ядра» Северо-Украинского тектоноконцентра занимают архейские комплексы — подольский и звенигородский, образовавшиеся в результате ультраметаморфизма и

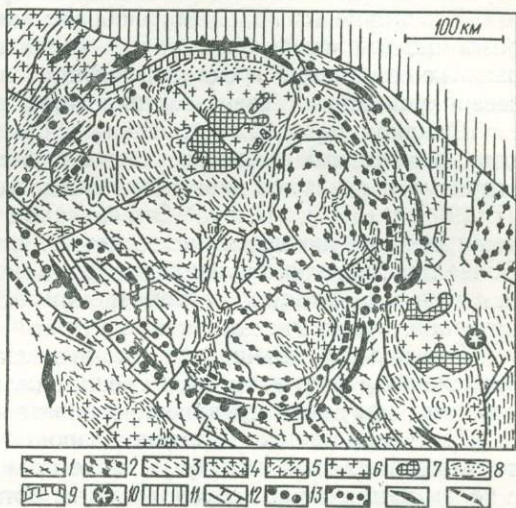


Рис. 2. Тектоническая карта Северо-Украинского тектоноконцентра.

Ар х е й: 1 — бугская серия и подольский комплекс; 2 — росинско-тикичская серия и звенигородский комплекс; н и ж н и й п р о т е р о з о й: 3 — тетевская и ингульская серии, кировоградско-житомирский ультраметаморфический комплекс, 4 — кировоградско-житомирский комплекс этапа активизации; с р е д н и й п р о т е р о з о й: 5 — клесовская серия и осницкий комплекс, 6 — рапакивидные граниты коростенского комплекса, 7 — основные породы коростенского комплекса; в е р х н и й п р о т е р о з о й: 8 — овручская серия, 9 — пержанский комплекс; 10 — мезозойская Болтушская впадина; 11 — Припятско-Днепровский грабен; 12 — разломы (бергштрихи направлены в сторону опущенного крыла); 13 — осевая линия кольцевого вала; 14 — осевая линия кольцевого пояса синклиналильных трогов; о с и г р а в и т а ц и о н н ы х а н о м а л и й: 15 — положительных, 16 — отрицательных.

гранитизации бугской и росинско-тикичской осадочно-вулканогенных серий. Взаимоотношение этих двух серий указывает на, по меньшей мере, двухъярусное строение архейского фундамента: нижний структурный ярус — бугская серия и подольский чарнокитовый комплекс, верхний — метабазитовая росинско-тикичская серия и звенигородский плагиогранитоидный комплекс. Слабый метаморфизм и более простые складчатые структуры метабазитов росинско-тикичской серии, аналога серии Киватин, свидетельствуют о том, что уже в архее «стабильное ядро» перестало испытывать знакопеременные движения большой амплитуды.

В отличие от кольцевого обрамления, где четко выделяются дуговые разломы, для «стабильного ядра» характерно развитие прямолинейных разрывных нарушений и складчатых поясов четырех главных направлений — северо-западного, северо-восточного, меридионального и широтного.

Однако в пределах кольцевого обрамления, несмотря на явный дуговой характер главных разломов, статистический анализ направлений складчатых структур и разломов дает те же самые четыре преобладающих азимута — 270 (90°); 0 (360°); 315 и 45°. Это связано с тем, что наряду с дуговыми разломами здесь наблюдается множество мелких нарушений такого направления. Более того, нередко крупный разлом, в мелком масштабе представляющийся как дуга, при детальном рассмотрении состоит из отдельных прямолинейных отрезков, имеющих эти направления.

Это явление объясняется, по-видимому, тем, что упорядоченная по перечисленным азимутам сеть трещин (планетарная трещиноватость) более древняя, чем самые древние тектономагматические структуры.

Она зародилась, вероятно, одновременно с образованием первичной тончайшей твердой литосферы, и ее планетарная упорядоченность связана с полем напряжений, обусловленным ротационным режимом планеты. Возникающая таким образом первичная гетерогенность литосферы затем неуклонно проявлялась при последующих тектонических перестройках.

Аналогичная планетарно-упорядоченная трещиноватость и ее взаимоотношение с последующими кольцевыми и дуговыми структурами наблюдается и на других планетах земной группы [1].

Геофизические и геологические данные свидетельствуют о том, что в пределах кольцевой системы разломов и всего кольцевого обрамления Северо-Украинского тектоноконцентра основной и ультраосновной магматизм был развит более широко, чем в центральных районах. При этом резкая вытянутость и большая контрастность магнитных и гравитационных аномалий кольцевого обрамления говорит о приразломном или внутриразломном характере интрузий основной магмы.

Характер динамометаморфических парагенезисов, связанных с разломами кольцевой системы, с одной стороны, и периодический достаточно мощный магматизм — с другой, указывают на пребывание кольцевого обрамления Северо-Украинского тектоноконцентра в состояниях периодического растяжения и сжатия. Эти напряжения действовали в радиальном направлении, следовательно, связаны с механизмом формирования самого тектоноконцентра. Поскольку участки приложения напряжений сжатия и растяжения локализованы в узких зонах кольцевого обрамления, можно предполагать, что здесь происходят наиболее интенсивные и контрастные перемещения блоков литосферы, а также возможно периодическое воздымание и опускание центрального ядра. Можно высказать суждения и о механизме формирования тектоноконцентров.

Как известно, кольцевые трещины, связанные с эндогенными процессами, возникают на стадии прогибания изометричных участков земной коры. Если возникновение линейных прогибов можно связать с явлениями растя-

жения литосферы, сдвигами и т. д., то образование первичных прогибов изометричной, особенно круглой формы, следствие уменьшения объема или количества вещества на глубине. Уменьшение объема может происходить вследствие физико-химических преобразований вещества, а уменьшение его массы — в результате перетоков, в частности извержения расплавов на поверхность. В первом случае возникновение округлого прогиба может произойти в самом начале формирования тектоноконцентра, во втором — после образования глубинных разломов, сопровождающих формирование первичных изометричных впадин или сводовых поднятий.

Механизм тектонических движений, связанных с фазовыми переходами типа плавление — кристаллизация, в частности механизм формирования кольцевых структур, рассмотрены в работе [6]. Для этого должны быть приняты следующие условия: а) существование на начальных этапах развития земной коры многослойной астеносферы; б) наличие первичных мантийных неоднородностей изометричной формы; в) прогрессивное медленное остывание литосферы. Эти условия не противоречат имеющимся данным о строении и развитии тектоносферы.

Если в древней полиастеносфере, в частности в ее верхнем слое, предположить наличие астеносферных линз изометричных очертаний в плане, то остывание и кристаллизация таких линз наиболее быстро происходит в их апикальной части. В располагающейся выше литосфере образуется округлый прогиб, который в конце концов превращается во впадину, ограниченную кольцевой системой разломов. Расплав астеносферной линзы устремляется по разломам вверх, скапливаясь в коре и подкоровом пространстве и частично изливаясь на поверхность. На поверхности формируется кольцевое поднятие, окруженное компенсационными прогибами, в которых накапливаются осадки. Астеносферная линза под ним лишается расплавленной составляющей, тогда как в центре линзы расплав сохраняется. В результате компенсационных прогибаний литосферы образуются новые разломы. В случае относительно малого начального диаметра астеносферной линзы эти разломы концентрируются в средней части возникшей структуры. Формируется центральное поднятие.

Скопление крупных интрузивных масс в зоне кольцевого поднятия приводит к утяжелению этой части литосферы и увеличению давления на нижележащий астеносферный слой. Мантийный расплав начинает кристаллизоваться быстрее именно в зоне под кольцевым валом, и возникающие при этом разломы выходят под компенсационные прогибы. Расплав второго астеносферного слоя поднимается по этим разломам вверх. Происходит инверсия движений, а также метаморфизм и гранитизация осадков, накопившихся в прогибах. В структурах более крупных размеров образуется несколько кольцевых поднятий.

Учитывая, что в комплексах пород, слагающих древнейшие щиты и характерные для них кольцевые тектонические структуры, преобладают гранитоиды, можно допустить, что состав расплавленной компоненты верхних слоев древней полиастеносферы более кислый по сравнению с типичными базальтами, присутствующими в современной астеносфере, кровля которой располагается значительно глубже.

Механизм формирования тектоноконцентров в результате образования сводового поднятия литосферы рассмотрен в работе [5]. Возникновение таких поднятий следует связывать прежде всего с эффектом подплавления мантии вследствие локального повышения температуры. Для формирования сводового поднятия округлой формы температурная аномалия должна быть изометричной в плане. Другой возможный вариант — форма температурной аномалии в плане произвольная, но подплавливающийся участок мантии

представляет собой изометричную в плане неоднородность, возникшую ранее.

Если некоторая часть надастеносферной мантии — закристаллизованное пиrolитовое (или более кислое) вещество, то аномально высокий глубинный тепловой поток способствует расплавлению легкоплавкой составляющей, приводя к возникновению мантийного выступа. Образуется сводовое поднятие литосферы, в центральной части которого возникают радиальные разломы, развивающиеся сверху вниз. При достижении ими астеносферы к поверхности поднимается магматический материал, который изливается на поверхность, интродуирует в кору и подкоровое пространство.

Помимо радиальной системы разломов, над мантийным выступом формируется кольцевая система конических трещин скалывания, развивающихся снизу вверх от центра к краям. Расплав, поднимаясь по ним из астеносферы, до поверхности, как правило, не доходит (так как трещины скалывания — значительно худший проводник для магмы, чем трещины отрыва), а концентрируется в средней части литосферы и подкоровом пространстве, образуя промежуточные очаги и приподнимая кору на краях сводового поднятия.

После частичного освобождения мантии от расплава центральная часть сводового поднятия погружается с образованием округлой впадины. Разломы, возникшие на стадии поднятия, закрываются, а в средней части свода формируется система наклоненных периклинально кольцевых разломов, по которым расплавленный материал астеносферы и промежуточных очагов устремляется вверх. В освободившиеся от магмы промежуточные очаги опускаются блоки коры, образуя кольцевую систему грабенов.

В результате первых двух этапов на поверхности Земли образовалась система кольцевых и радиальных разломов, круговая впадина, заполненная вулканогенным материалом, кольцевые системы приподнятых и опущенных блоков коры и аккумулятивных валов. Мощность коры и литосферы увеличилась за счет материала астеносферы как вследствие его внедрения и излияния на поверхность, так и в результате присоединения к литосфере той части астеносферы, из которой удален расплав.

При дальнейшем разогреве и расплавлении оставшейся части надастеносферного магмосодержащего слоя начинается новый этап воздымания литосферы, при этом происходит открытие центриклинально наклоненных разломов и внедрение по ним новых порций расплава. Поступая под ранее опущенные блоки, расплав их приподнимает. В средней части тектоноконцентра, куда вместе с расплавом поступают легкие элементы, особенно щелочи, происходит дальнейшая гранитизация коры, формирование гранито-гнейсовых куполов и межкупольных синклиналей.

В результате анализа имеющихся геолого-геофизических данных и обсуждения вероятных механизмов развития первичных структур земной коры можно предположить следующую концепцию развития тектоносферы:

1. В тектоносфере Земли уже на ранних стадиях развития важную роль играла астеносфера, которая, возможно, в верхней части, ныне переработанной, имела более кислый состав расплавов, чем современная.

2. При возникновении первичной коры напряжения, обусловленные ротационным режимом, суммируясь с напряжениями, вызванными кристаллизацией расплава и другими локальными причинами, определяли планетарно закономерную сеть трещин.

Следует отметить, что напряжения, связанные с ротацией, на несколько порядков ниже предела прочности горных пород. Поэтому они могут быть управляющим, ориентирующим механизмом более интенсивного однородного поля напряжений.

3. Дальнейшее неравномерное по площади развитие земной коры и ее гранитного слоя проходило в результате действия процессов очагового типа, представляющих собой либо остывание тектоносферы с поверхности, либо прогрев и расширение ее за счет локальной концентрации внутренних источников тепла. Возможно, оба эти процесса действовали одновременно, а возможно, сменяли друг друга во времени. Судя по сравнительным планетологическим исследованиям, прогрессирующему остыванию тектоносферы на ранних этапах следует отдать предпочтение.

4. Одним из важнейших результатов развития тектоно-магматической активности являлось образование кольцевой системы разломов, которые в дальнейшем служили основным каналом связи коры и мантии, зоной наиболее активных тектонических движений.

5. Подъем по кольцевым разломам мантийных расплавов, их излияние и скопление в низах коры приводили к образованию кольцевых поднятий и компенсационных прогибов, в результате чего тектоноконцентры приобретали на ранних этапах характер лунных кольцевых морей и кратеров.

1. Галибина И. В., Каттерфельд Г. Н., Чарушин Г. В. Типы и системы линейных элементов планеты. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 11, с. 5—28.
2. Гинтов О. Б. О кольцевом строении аномального магнитного и гравитационного полей Украины. — Докл. АН УССР, 1972, № 5, с. 421—424.
3. Гинтов О. Б., Гутерман В. Г., Симоненко Т. Н. Кольцевые магнитные аномалии и начальные этапы развития земной коры. — В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма: Тез. докл. X съезда по геомагнетизму. М., 1976, с. 49.
4. Гинтов О. Б., Гутерман В. Г., Симоненко Т. Н. Древняя структура земной коры и кольцевая зональность аномального магнитного поля. — Геофиз. сб., 1976, вып. 73, с. 37—45.
5. Гинтов О. Б. Структуры континентальной земной коры на ранних этапах ее развития. — Киев: Наук. думка, 1978. — 163 с.
6. Гутерман В. Г. Эволюция многофазно-слоистой тектоносферы. — Киев: Наук. думка, 1977. — 154 с.

УДК 551.21+550.36+551.24

Ю. П. Оровецкий, Р. И. Кутас

Институт геофизики им. С. И. Субботина АН УССР, Киев

**ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ
ЭВОЛЮЦИИ ГЛУБИННЫХ ДИАПИРОВ
И ПРИРОДА ВЕРХНЕКОРОВЫХ ВОЛНОВОДОВ
(НА ПРИМЕРЕ НОВОУКРАИНСКОГО МАССИВА УЩ
С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДАННЫХ ГСЗ)**

Настоящая работа посвящена ретроспективной оценке динамики образования отдельных раннедокембрийских гранитоидных интрузий с использованием принципа «серпентинитового поршня». Основные построения базируются на материалах ГСЗ, которые дают наиболее полное представление о строении земной коры и широко применяются в настоящее время в различных областях единой науки о Земле — геонимии [2, 3, 9, 13, 29, 31 и др.].

Объектом исследования выбран Новоукраинский массив порфировидных трахитоидных гранитов, которому уделено очень мало внимания [5, 15, 22]. Находится он в пределах Кировоградского протоплатформенного массива и пересекается в широтном направлении участком профиля VIII ГСЗ [19, 20, 28] между ПВ, ПВ 237,8 и 285,3 на протяжении 47,5 км. Непосредственно к северу от Новоукраинского массива распространены граниты рапакиви

Корсунь-Новомиргородского плутона. В остальном массив обрамлен кировоградскими биотитовыми мигматитами, которые занимают территорию между ПВ, ПВ 203,0 и 322,5, т. е. около 120 км вместе с новоукраинскими гранитоидами. На западе к этим мигматитам примыкают кировоградско-житомирские аплитовидные микроклиновые магматиты. К югу и востоку кировоградские мигматиты сменяются биотит-плагноклазовыми и гранат-биотит-плагноклазовыми гнейсами тетерево-бугской серии.

В пределах самого Новоукраинского массива в виде экзотических образований также встречены пироксен-плагноклазовые гнейсы тетерево-бугской серии, кировоградские мигматиты и многочисленные тела чарнокитов-эндербитов [5] и серых житомирских гранитов. Таким образом, Новоукраинский массив, сложенный гранитоидами, окружают породы изохимического состава; они же встречены в виде ксенолитов. Пространственная схема гнейс-мигматит-гранит [25, 26] выдерживается, только последний ее член, судя по текстурам и ксенолитам, вынесенным из нижних, более древних горизонтов, не изофациален, а перемещен. На интрузивный характер Новоукраинского массива указывается и в работах [15, 22].

Анализ количества и размеров отражающих площадок в пределах профиля VIII ГСЗ [19, 20] позволил выделить неоднородности в их распределении: гомо- и гетерогенные области. Последние характеризуются относительно большим весом отражающих площадок и приурочены к древним геосинклинальным зонам Украинского щита. Гомогенные области земной коры, где отражающих площадок нет или меньше, относятся к протоплатформенным массивам (с запада на восток): Подольскому, Кировоградскому и Приазовскому. Гомогенные области земной коры предлагается [17] связывать с внедрением крупных интрузий мантийного вещества, являющихся непосредственными отвершками астенолитов и именуемых диапирами [2,3]. Первичный состав диапиров принимается перидотитовым. Вероятно, эти, значительные по объему, интрузии и закрепили древние участки земной коры как платформенные.

В пределах Кировоградского протоплатформенного массива на основании анализа распределения отражающих площадок и построения графиков относительной расчлененности земной коры, дифференцированных по глубинам [17], отстроено интрузивное гарполитообразное тело (рис. 1, з) с крутопадающим штоком и горизонтально уплощенной апикальной частью. Предполагаемая область внедрения — зоны Звенигородско-Анновского и Кировоградского глубинных разломов [19, 20, 28]. Срединная часть диапира находится примерно в 90 км к северу от линии профиля VIII, где представлена комплексом интрузивных пород Корсунь-Новомиргородского плутона.

В Кировоградском массиве по линии профиля сейсмическими исследованиями на глубинах 8—14 км выявлен слой с пониженной скоростью — $6,0 \pm 0,1$ км/с [19,20], соответствующей скорости распространения продольной волны, полученной экспериментально для серпентинитов на этих глубинах [21].

Форма и глубина гомогенной области, соседство Корсунь-Новомиргородского плутона, слой пониженной скорости, представленный серпентинитами и другие [17] признаки, позволили выделить здесь Корсунь-Новомиргородский магматический диапир [17]. Первичный состав его принят перидотитовым и температура при внедрении порядка $1300\text{—}1500^\circ\text{C}$ [18, 24].

Вопрос о температуре внедрения гипербазитов до настоящего времени дискуссионный. Отсутствие на экзоконтактах высокотемпературных изменений позволяет предполагать их низкотемпературное внедрение [6, 24]. Однако в других случаях гипербазиты окружают высокометаморфизирован-

ные породы, причем температура их преобразования достигает 700—800° С [18, 32, 35]. Следовательно, температура при их внедрении была не ниже 1300° С. В нашем случае принимаем температуру внедрения подкоровой перidotитовой магмы около 1500°С, хотя рассматриваются также и низкотемпературные варианты —1000 и 1200° С (см. рис. 3).

Схема формирования диапира и его серпентинизации должна согласовываться с распределением температур в земной коре, что будет зависеть от начальной температуры внедрившейся магмы и условий ее теплообмена с окружающими породами. Вопросы теплообмена в магматических процессах рассматривались неоднократно [7, 8, 10, 33, 34]. Наиболее полное пред-

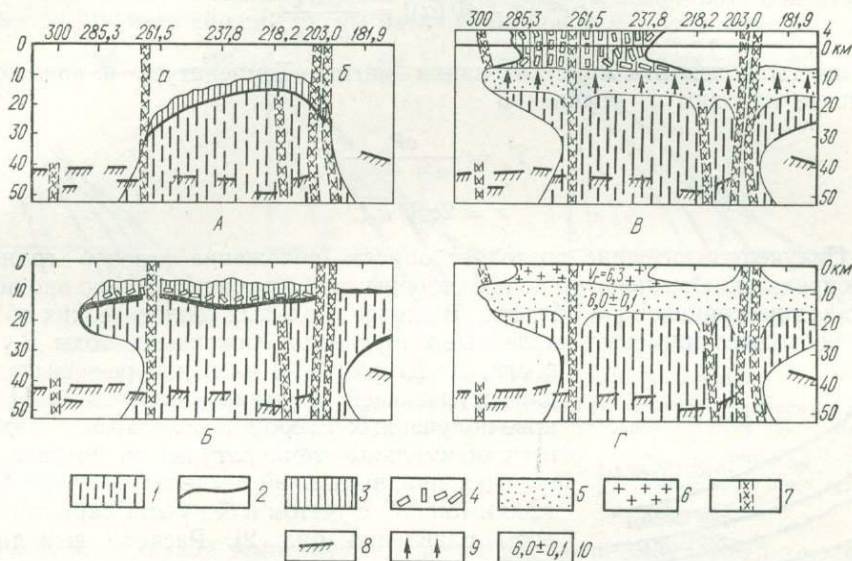


Рис. 1. Схема эволюции глубинного магматического диапира:

А — момент внедрения диапира при температуре 1300—1500° С; Б — через 3 млн. лет температура контакта — около 900—1000° С, формируется купол, палингенный очаг достигает максимальной мощности, образуются кристаллы интрателлурической генерации; В — через 20 млн. лет температура контакта около 700° С, изохимическое превращение основной массы перidotита, увеличение объема, выжимание палингенного расплава, воздымание перекрывающей диапир толщи; Г — современное положение диапира; а и б — соответственно Звенигородско-Анновская и Кировоградская зоны глубинных разломов; 1 — тело магматического диапира; 2 — зона закалки (афаниты); 3 — палингенный расплав; 4 — кристаллы интрателлурической генерации; 5 — серпентиниты; 6 — граниты Новоукраинские; 7 — зоны разломов; 8 — раздел Мохо; 9 — направление движения «серпентинитового поршня»; 10 — граничные скорости, км/с.

ставление об остывании расплавленных пород дает задача Стефана. Однако решение ее связано с большими трудностями, и в практике обычно используют упрощенные постановки и приближенные методы решения. Одним из них является метод Шварца, примененный Д. Егером [33] для анализа тепловых процессов вокруг остывающей пластовой интрузии. Решение получено при следующих допущениях: внедрение магмы происходило мгновенно; температура магмы и окружающих пород постоянная; теплофизические свойства пород не зависят от температуры; начальная температура магмы соответствует точке ее кристаллизации; движение жидкости, летучих, конвекция в магме не учитываются. Если магма с температурой ΔT_0 , теплопроводностью λ_0 , температуропроводностью a_0 , теплоемкостью c_0 внедряется в среду с нулевой температурой и теплофизическими свойствами λ_1, a_1, c_1 , то распределение температур будет описываться соотношениями [33]

$$T_D = \frac{\Delta T_0 \sigma}{\sigma + \Phi(\alpha)} \left(1 + \Phi \frac{z}{2\sqrt{a_0 t}} \right)$$

— в жидкой фазе,

$$T_m = \frac{\Delta T_0}{\delta + \Phi(\alpha)} \left(\sigma + \Phi \frac{z}{2\sqrt{a_0 t}} \right)$$

— в твердой фазе, где

$$\Phi(\tau) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^\tau e^{-\tau^2} d\tau; \quad \sigma = \frac{\lambda_0 \sqrt{a_1}}{\lambda_1 \sqrt{a_0}};$$

α — корень уравнения

$$\alpha e^{\alpha^2} [\sigma + \Phi(\alpha)] = \frac{c_0 \Delta T_0}{L \sqrt{\pi}};$$

L — скрытая теплота кристаллизации магмы. Температуру и положение контакта находим из уравнений

$$T_c = \frac{\sigma P_0}{\sigma + \Phi(\alpha)};$$

$$\bar{z} = 2\alpha \sqrt{a_1 t}.$$

Полученное решение позволяет описать положение фазовой границы и распределение температур по обе стороны этой границы. Однако оно получено для неограниченной области. В случае реальных геологических объектов необходимо применять численные и другие приближенные методы. В частности, Д. Егером [33] численно решена задача для остывающей интрузии в виде дайки. На основе полученных Егером результатов определены максимальные температуры во вмещающих породах при начальной температуре дайки 1000, 1200 и 1500°С с учетом и без учета скрытой теплоты плавления (рис. 2). Расчеты выполнены при равенстве теплофизических свойств магмы и вмещающих пород. Допущение о равенстве теплофизических свойств не может привести к большим ошибкам, так как, судя по экспериментальным данным [21], коэффициент σ мало отличается от 1 ($\sigma = 1,0 \div 1,2$). Иногда достаточно точные значения температуры вокруг остывающего магматического тела можно получить из решения уравнения теплопроводности (см. рис. 2). Выделение тепла при кристаллизации учитывается в этом случае введением дополнительного источника тепла, действующего ограниченное время.

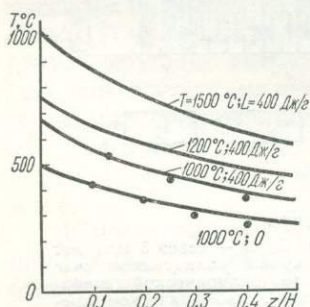


Рис. 2. Максимальные температуры вокруг дайки, полученные в результате численного решения задачи Стефана (сплошные кривые) и уравнения теплопроводности (точки):

ΔT — начальная температура внедрившихся пород; L — скрытая теплота кристаллизации; z — расстояние от контакта дайки; H — мощность дайки.

Результаты расчетов показывают, что на контакте магма—вмещающая порода температура поднимается до максимальных значений непосредственно после внедрения. В зависимости от величины скрытой теплоты кристаллизации она составляет 500—670 и 750—1000°С при температуре внедрившейся магмы соответственно 1000 и 1500°С. Столь высокая температура должна вызывать существенные изменения вмещающих пород и даже их плавление. Максимальная температура во вмещающих породах уменьшается по мере удаления от контакта и зависит от начальной температуры внедрившихся пород и мощности магматического тела.

Распределение температур в земной коре после внедрения диапира при-

ведено на рис. 3. Расчеты выполнены при следующих параметрах: температура внедрившейся магмы 1000, 1200 и 1500° С, глубина залегания кровли диапира 15 км, начальная температура вмещающих пород на этой глубине 225° С, скрытая теплота кристаллизации 400 Дж/г, теплопроводность среды — 2,8 Вт/м·К.

При внедрении высокотемпературной ультрабазитовой магмы в верхние, менее прогретые, горизонты земной коры на эндоконтакте интрузии образуется зона закаливания в виде афанитов или автолитов (что не принято для гипербазитов), играющая очень важную роль в эволюции апикальной части магматического диапира (см. рис. 1, а). Поскольку эта зона закаливания сложена высокотемпературным гипербазитовым веществом, она служит барьером при загрязнении магмы материалом боковых пород через контами-

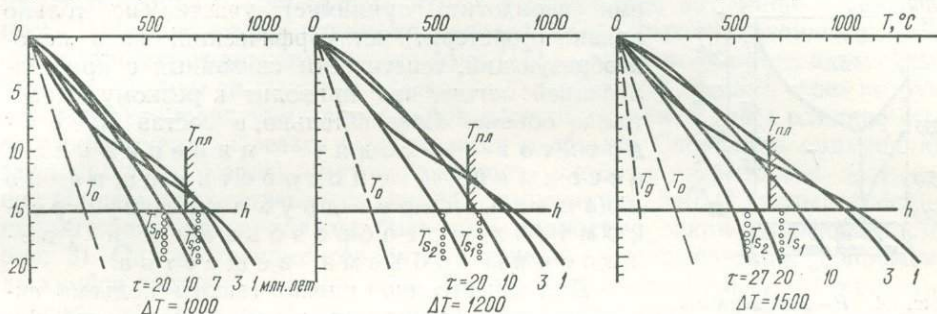
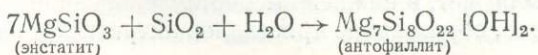


Рис. 3. Температура в земной коре через τ (млн. лет) после внедрения диапира: h — глубина залегания кровли диапира; T_n — кривая начального распределения температур в земной коре до внедрения диапира; ΔT — температура магматических пород в момент внедрения; T_{s_1} и T_{s_2} — соответственно первая и вторая пороговые температуры серпентинизации; $T_{пл}$ — температура плавления (солидус) кислых пород в присутствии воды; T_g — повышение температуры за счет выделения тепла при серпентинизации.

нацию или, учитывая температуру, гибризм, но не может препятствовать потоку тепла и повышению температуры вмещающих пород. Этот барьер, носящий функциональный характер осмотического эффекта, служит также экраном гипогенных летучих. Он способствует их аккумуляции, в частности воды, в апикальной части диапира, что сначала понижает вязкость магмы, а с понижением температуры приводит гипербазиты к автосерпентинизации (см. рис. 1, в и 4). Таким образом, условия для общей серпентинизации могут возникнуть лишь в верхней (апикальной) части диапира. Здесь создается избыток [17] гипогенной (из объема всего магматического тела) воды за счет концентрации ее в предэкранной области. При этом объем пород увеличивается от 40 до 50% [30]. В этой же работе указывается, что «во всех серпентинизированных ультрабазитах размер зерен оливина увеличивается вместе со степенью серпентинизации примерно в 3—4 раза, а объем — в 30—60 раз [17, с. 47].

Принимая существование на эндоконтакте экрана зоны закаливания, мы этим отрицаем трансвапоризацию гипербазитов магматического диапира и понижаем температуру плавления окружающих кислых пород до 600° С [12, 14].

В состав слабо измененных перидотитов Побужья [22] помимо ортопироксенов (до 61%) входит оливин (до 13%) и серпентин (до 18%). Начало изохимического превращения гипербазитов после закристаллизации соответствует 700 [30] и 770° С [16] и протекает по реакции



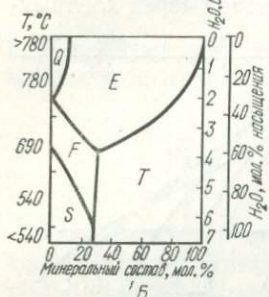
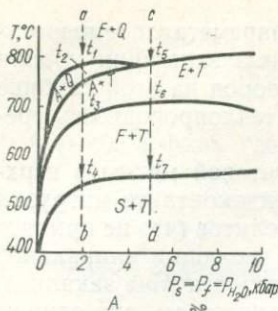
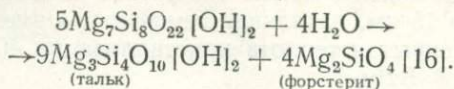


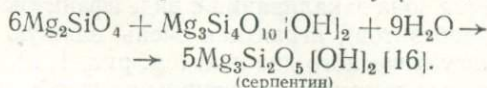
Рис. 4. P - T -диаграмма устойчивости метаморфических минералов в породах с $7:8 > \text{MgO} : \text{SiO}_2 > 3:4$ при избытке воды (А):

$a-b$ — метаморфизм пироксеновой составляющей перидотита (устойчивые ассоциации); $c-d$ — то же, но ассоциации метастабильны и диаграмма равновесия метаморфических минералов в породах с $\text{MgO} : \text{SiO}_2 = 7:8$ при различной насыщенности или степени насыщенности водой (Б) условия метаморфизма: $T = 450^\circ \text{C}$; $P = 5$ кбар. Слева указаны равновесные температуры каждой зоны при избытке воды и $P_e = P_{\text{H}_2\text{O}} = 5$ кбар [16]; P — давление; s — литостатическое; f — флюида; H_2O — парциальное давление воды; A — антофиллит; E — энстатит; F — форстерит; Q — кварц; S — серпентин; T — тальк.

При достижении системой $t = 680^\circ \text{C}$ начинается распад антофиллита по реакции



Вторая пороговая температура — 500 [30] и $510-540^\circ \text{C}$ [16] приводит к началу реакции



При этой температуре в реакции серпентинизации перидотита принимает участие не только оливин (форстерит) метаморфический, но и породообразующий, генетически связанный с кристаллизацией магмы, что приводит к резкому возрастанию объема. Следовательно, в состав перидотитов входят минеральные ассоциации, способствующие по крайней мере двухактному резкому их преобразованию и увеличению объема вещества.

Для качественной оценки высоты подъема гипербазитовой магмы в коровых образованиях вводим понятие компенсационного уровня внедрения. Он определяется соотношением плотностей коровых образований ρ_1 и пород диапира ρ_2 . Если литостатическое давление на основании коры P_1 уравновешивается литостатическим давлением минеральных образований диапира на уровне раздела $M P_2$, то при $\rho_2 > \rho_1$ компенсационный уровень внедрения h_2 будет меньше мощности коры h_1 .

Указанные равновесные минеральные ассоциации сопровождаются $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$ кбар [16], что, по данным [19], на этих глубинах составляет 0,6 от общего давления. Тогда

$$P_{\text{общ}} = P_{\text{H}_2\text{O}} : 0,6 = 3,3 \text{ кбар,}$$

а это соответствует глубине около 12 км или залеганию примерно половины мощности слоя с пониженной скоростью.

После достижения компенсационного уровня перидотитовая магма прогревает вмещающие породы кровли, температура плавления которых составляет 600°C . Сначала основная часть тепла идет на дополнительный к региональному прогрев вмещающих пород за счет теплового импульса внедрения. Затем определенное количество тепла расходуется на скрытую теплоту плавления, и только после этого возникает палинггенный очаг кислого расплава.

Через 1 млн. лет после внедрения мощность расплавленных пород составляла 4 км при градиенте прогрева около $100^\circ \text{C}/\text{км}$. По истечении 3 млн. лет эта мощность увеличилась до 6 км (см. рис. 3), однако градиент прогрева понизился до $60^\circ \text{C}/\text{км}$. За время, прошедшее от появления палинггенного расплава и до 3 млн. лет, в нижней высокотемпературной части камеры происходило, вероятно, образование кристаллов интрателлурической генерации

калиевого шпата. В интервале 3—10 млн. лет идет постепенное, судя по наклону кривых (см. рис. 3), остывание кислого расплава. Градиент составляет уже менее $50^{\circ}\text{C}/\text{км}$ и мощность расплавленных пород, как и через 1 млн. лет после внедрения, 4 км.

Промежуток 10—20 млн. лет характеризуется переходом закристаллизовавшегося диапира перидотитового состава через первую пороговую температуру (700°C), при которой происходит изохимическое превращение ортопироксена гипербазитов и увеличивается их объем за счет гидратации. При этом основная часть расплава палингенного очага, содержащая, в частности идиоморфные кристаллы ортоклаза и многочисленные ксенолиты боковых более древних пород, выжимается, как поршнем, в более высокие горизонты земной коры по зоне Звенигородско-Анновского глубинного разлома. Этот период можно сопоставить с первой фазой интрузивной деятельности [15], для которой характерно внедрение красных трахитоидных крупнопорфировых гранитов. Вторую фазу [15] — внедрение аплитовидных гранитов — следует связывать с переходом гипербазитов диапира через вторую пороговую температуру (540°C), при которой основная масса оливина серпентинизируется и резко увеличивается в объеме. Сложность применения здесь принципа «серпентинитового поршня» состоит в том, что при достижении породами магматического диапира температуры 540°C кислый расплав палингенного очага должен быть уже полностью закристаллизован (см. рис. 3). Однако процесс серпентинизации — экзотермический, сопровождающийся выделением тепла [27]. Наши расчеты показывают, что серпентинизация пород диапира повышает температуру в зоне контакта примерно на 75°C . Даже такое незначительное увеличение температуры в сумме несколько превышает солидусный уровень для гранитоидов. Кроме того, к этому времени можно ожидать и некоторого повышения температуры в земной коре, связанного с увеличением теплового потока за счет остывания самого астенолита в верхней мантии. Постепенное остывание диапира ведет к тому, что второй пороговой температурой захватываются все более глубокие оливинные зоны апикальной части. Это ведет к аккумуляции тепла, повышению температуры и делает процесс серпентинизации прерывистым, обратимым и длительным, что в свою очередь способствует поддержанию в жидкой фазе сначала низкотемпературных, а затем и части высокотемпературных фракций кислого расплава палингенного очага. Этот сложный пульсирующий и постепенно затухающий процесс ведет в нашем случае к внедрению сначала аплитовидных гранитов второй, затем мелкокристаллических жильных дериватов третьей и, наконец, серии меланократовых жильных пород четвертой фазы интрузивной деятельности, что и зафиксировано в работе [15].

Остывание крупного магматического тела, каким является диапир, сопровождается индуктивным термальным возбуждением калиевого метасоматоза в гранитоидном массиве, что отражено в микроклинизации пород. Микроклинизация сменяется олигоклазизацией [15], что является признаком более позднего натриевого метасоматоза, обязанного, по всей вероятности, своим возникновением последним этапам эволюции диапира. Метасоматический процесс плагиоклазизации помимо натрия требует дополнительного количества кальция. Этот элемент, входящий в состав ортопироксена перидотита в виде изоморфной примеси, не находит в решетке серпентина своего места, и потому вынужден выноситься [11, 30]. Увеличение объема при серпентинизации приводит к разрушению барьера зоны закалывания, вытеснению послемагматических растворов в гранитоиды, где кальций, комплексируясь, активно участвует в процессе олигоклазизации. Следовательно, калиевый метасоматоз и плагиоклазизация связаны пространственно, но разобцены

во времени и, естественно, в генетическом отношении. Таким образом, олигоклазизация новоукраинских гранитоидов, вероятно, синхронна и изофациальна серпентинизации пород диапира. Обрастание кристаллов микроклина плагиоклазовой оторочкой роднит новоукраинские гранитоиды с гранитами рапакиви Корсунь-Новомиргородского плутона, распространенными несколько севернее.

Изохимические изменения гипербазитов сопровождаются значительным увеличением объема, что приводит к воздыманию пород, перекрывающих диапир. В нашем случае величина этого воздымания предполагается около 3 км, что соответствует примерно половине мощности слоя с пониженной скоростью. Допускается такая же мощность пород, уничтоженных эрозией (см. рис. 1, в). В связи с этим небезынтересно оценить время, за которое эродировано такое значительное поднятие, иными словами, определить возраст серпентинизации гипербазитов апикальной части диапира.

Абсолютный возраст новоукраинских гранитоидов составляет 1870—2000 млн. лет при среднем значении 1900 ± 30 млн. лет, что соответствует самым низам среднего протерозоя [23]. Двухстадийное метасоматическое изменение новоукраинских гранитов, безусловно, привело к их омоложению, и отнесение их к раннему протерозою не будет составлять особой погрешности. К этой же эпохе, решая обратную задачу, следует отнести внедрение Корсунь-Новомиргородского магматического диапира, время серпентинизации образований его апикальной части и, следовательно, поднятия территории. По геологическим и геохронологическим данным [4], раннему протерозою соответствует бугско-подольский орогенический цикл, с которым связано формирование ультраметаморфических складчатых комплексов. К концу раннего протерозоя стабилизировались эпираннепротерозойские платформы [23]. На Украинском щите к таким стабилизированным блокам относятся, по всей вероятности, Подольский, Приазовский и Кировоградский протоплатформенные массивы.

Кристаллизация палигенного расплава сопровождается выделением послемагматических растворов. Они являются высокотермальными со значительным давлением газовой фазы, что придает им особую агрессивность при экстрагировании различных химических соединений из пород, через которые они фильтруются [1]. Температура растворов, а следовательно, и выпадение из них определенного вида минерального сырья, контролируется температурой вмещающих пород. Результаты наших расчетов максимальных температур в земной коре над диапиром показывают, что если мощность денудированных пород 3 км, то полезные ископаемые, выпадение которых контролируется температурой 300°C , размыты. Область их современной концентрации, по-видимому, находится несколько южнее Корсунь-Новомиргородского магматического диапира, а также в пределах Белоцерковско-Одесско-Ядловской и Кировоградско-Крупецкой геосинклинальных зон.

Таким образом, наши представления относительно ретроспективной динамики образования Новоукраинского массива сводятся к следующему.

В раннем протерозое архейские, гранитизированные за счет регионального метаморфизма, образования были интродуцированы перидотитовым диапиром, непосредственно связанным с астенолитом, по зоне Звенигородско-Анновского и Кировоградского глубинных разломов, возможно синхронных внедрению. Температура при внедрении в верхние, менее прогретые, горизонты земной коры составляла не менее 1300°C , и потому на эндоконтакте апикальной части диапира образовалась зона закаливания. Она позволяла высокотемпературной перидотитовой магме в этой части изменить состав путем ассимиляции боковых пород, и в то же время не могла препятствовать интенсивному прогреву перекрывающих диапир кислых образований. Кро-

ме того, зона закаливания препятствовала обезвоживанию пород кровли, что значительно понижало температуру их плавления ($\sim 600^\circ \text{C}$), и служила экраном, перед которым накапливались гипогенные летучие. Это усиливало подвижность перидотитовой магмы и способствовало формированию верхней гарполитообразной формы диапира [17].

Между внедрением диапира и образованием палингенного очага в кровле произошел временной разрыв за счет того, что сначала основная часть тепла ушла на дополнительный к региональному прогрев пород и обеспечение плавления. Наибольшей мощности палингенный очаг достиг по истечении 3 млн. лет после внедрения диапира (6 км), а затем стал уменьшаться за счет остывания своей верхней части. Общее время существования очага палингенного расплава составило около 20 млн. лет. Во второй половине этого временного интервала происходит резкое увеличение объема уже закристаллизовавшихся перидотитов (первая пороговая температура $\sim 700^\circ \text{C}$), при котором палингенный расплав, как поршнем, выдавливается в более высокие горизонты земной коры. Второе увеличение объема (непосредственная серпентинизация) связано со второй пороговой температурой $\sim 540^\circ \text{C}$. Аддитивность этих двух процессов привела к образованию зоны пониженных скоростей в земной коре в интервале современных глубин 8—14 км и к воздыманию территории над магматическим диапиром на высоту около 3 км. По времени этот процесс совпадает с раннепротерозойским орогеническим циклом (бугско-подольским на территории Украинского щита), имевшим глобальное распространение.

1. *Белевцев Я. Н., Коваль В. Б., Николаенко В. И.* Современные проблемы эндогенного рудообразования.— Киев : Наук. думка, 1972.— 230 с.
2. *Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия материков.— М. : Наука, 1966.— 123 с.
3. *Белоусов В. В.* Основы геотектоники.— М. : Недра, 1975, с. 224—236.
4. *Гинтов О. Б., Шевченко Т. П.* Структура северо-западной и центральной частей Украинского щита и процессы автономной активизации.— Геол. журн., 1978, 38, № 1, с. 66—77.
5. *Голуб Е. Н.* О чарнокитах Новоукраинского массива.— В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования.— Киев : Наук. думка, 1970, с. 70—71.
6. *Добрецов Н. Л.* К проблеме генезиса гипербазитов.— Геология и геофизика, 1964, № 3, с. 3—20.
7. *Ингерсолл Л., Зобель О. Д., Ингерсолл А. К.* Теплопроводность, ее применение в технике и геологии.— М.— Л. : Машгиз, 1959.— 259 с.
8. *Казанли Д. Н.* Расчет температурных полей интрузивных тел.— Изв. АН КазССР, 1949, вып. 11, с. 47—51.
9. *Каляев Г. И.* Земная кора Украинского щита и тектоника плит.— Геол. журн., 1976, 36, вып. 1, с. 28—39.
10. *Карслоу Г., Егер Д.* Теплопроводность твердых тел.— М. : Наука, 1964.— 488 с.
11. *Кузнецов В. Н.* Парагенетическая связь процессов серпентинизации и метаморфизма даек в гипербазитах.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала : Тр. I Уральск. петрограф. совещ. П. 1, Свердловск, 1963, с. 47—48.
12. *Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И.* Начало плавления гранита и электропроводность его расплава в зависимости от высокого давления паров воды.— Геохимия, 1964, № 3, с. 195—201.
13. *Лебедев Т. С., Оровецкий Ю. П., Буртный П. А.* Петроскоростная модель земной коры и природа раздела М по профилю Шепетовка — Чернобыль (Украинский щит) на основании данных ГСЗ и лабораторных исследований $V_p = f(P)$.— Геофиз. сб., 1976, вып. 74, с. 38—48.
14. *Летников Ф. А.* К вопросу об условиях выплавления гранитоидных магм.— Докл. АН СССР, 1972, 207, № 206, с. 1430—1433.
15. *Магидович В. И., Магидович Т. С.* О генезисе гранитоидов Новоукраинского массива.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 8, с. 57—70.
16. *Мельник Ю. П., Ярошук М. А.* Анализ равновесных минеральных ассоциаций горных пород, метаморфизованных в условиях избытка и недостатка воды.— В кн.: Рудообразование и металлогения. Киев : Наук. думка, 1971, с. 138—159.
17. *Оровецкий Ю. П., Кутас Р. И., Болюбах К. А.* Связь теплового режима земной коры и анатексиса с глубинными магматическими диапирами. В кн.: Принципы и методы

- сопоставления данных геотермии и палеогеотермического анализа, М.: Наука, 1980, с. 38—53.
18. *Ревдато В. В.* Метаморфизм в контактах ультраосновного массива Бор — Урях.— Докл. АН СССР, 1965, **163**, № 4, с. 970—974.
 19. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Трипольский А. А., Каложная Л. Т.* Глубинное строение Украинского щита по сейсмическим данным.— В кн.: Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев: Наук. думка, 1977, с. 42—52.
 20. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В.* Глубинное строение и эволюция земной коры.— В кн.: Проблемы физики земли на Украине. Киев: Наук. думка, 1975, с. 118—142.
 21. *Справочник физических констант горных пород.* М.: Мир, 1969, с. 183—207.
 22. *Справочник по петрографии Украины.*— Киев: Наук. думка, 1975.— 580 с.
 23. *Стратиграфія УРСР (докембрій).*— Київ: Наук. думка, 1972.— 348 с.
 24. *Тернер Ф., Ферхуген Д.* Петрология изверженных и метаморфизованных пород.— М.: Изд-во иностр. лит., 1961.— 592 с.
 25. *Усенко И. С., Сироштан Р. П., Щербаков И. Б. и др.* О метаморфизме Украинского щита.— Геол. журн., 1970, № 1, с. 3—15.
 26. *Усенко И. С., Орса В. И., Хатунцева А. Я. и др.* Геосинклинальные гранитоиды Украинского щита.— Геол. журн., 1973, № 1, с. 403—422.
 27. *Хесс Х. Х.* Серпентиниты, орогенез и эпейрогенез.— В кн.: Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957, с. 403—422.
 28. *Чекунов А. В.* Земная кора Украинского щита и некоторые важные моменты становления фундамента древних платформ.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1976, № 10, с. 893—896.
 29. *Чекунов А. В., Болубах К. А.* Геологическая модель земной коры и верхней мантии вдоль III международного профиля ГСЗ по результатам комплексной интерпретации сейсмических и гравиметрических данных.— В кн.: Материалы XI конгресса КБГА. Киев: Наук. думка, 1977, с. 463—464.
 30. *Штейнберг Д. С., Чащухин И. С.* Серпентинизация ультрабазитов.— М.: Наука, 1977.— 312 с.
 31. *Щербаков И. Б.* Петрография докембрийских пород центральной части Украинского щита.— Киев: Наук. думка, 1975.— 280 с.
 32. *Coleman R. G.* Serpentinities, rodingites and tectonic inclusions in Alpine-type mountain chains.— Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 1963, **73**, p. 14—21.
 33. *Jaeger J. S.* Temperature outside a cooling intrusive sheet.— Amer. J. Sci., 1959, **257**, N 1, p. 44—54.
 34. *Lovering T. S.* Theory of heat conduction applied to geological problems.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1935, **46**, N 1, p. 69—96.
 35. *Mac Kenzie D. B.* High-temperature Alpine-type peridotite from Veneauela.— Geol. Soc. Amer. Bull, 1960, **71**, N 3, p. 428—437.

УДК 550.831.072

**С. С. Красовский, Л. И. Койфман,
К. А. Кореневич, П. Я. Куприенко**

Институт геофизики им. С. И. Субботина АН УССР, Киев

ИЗУЧЕНИЕ ГЛУБИНЫХ СТРУКТУР УКРАИНСКОГО ЩИТА И ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ С ПОМОЩЬЮ ГРАВИТАЦИОННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

При расчете плотностных моделей земной коры и верхней мантии в различных регионах, особенно с контрастными глубинными структурами, исследователи сталкиваются с рядом трудностей [16, 17]. Так, исходя из достаточно традиционного представления о постоянстве плотностей в пределах «гранитного» и «базальтового» слоев и пород верхней мантии и рассмотрения разделов Конрада (К) и Мохоровичича (М) как резких плотностных контактных поверхностей с перепадом плотностей обычно порядка 0,15 — 0,20 и 0,40—0,50 г/см³, расчеты гравитационного эффекта от глубинных структур редко удовлетворительно совпадали с наблюдаемым полем. При этом характерна значительно большая амплитуда расчетного поля по сравнению с на-

блюденным [5, 7, 17, 20, 22]. В отношении одной контактной поверхности В. Н. Страховым [33] показано, что однозначно она может быть восстановлена, если разделяет однородные слои известной плотности и определены асимптоты наблюдаемого поля. Однако на практике всегда имеется совокупность различных неоднородных объектов, расположенных на разных структурных этажах. Существующая в реальных условиях значительная неоднозначность решения задач не позволяет пользоваться только одним критерием — совпадением расчетного и наблюдаемого полей, так как независимо от степени упрощения, искажения или ошибочности модели первого приближения к истинной структуре и свойствам изучаемых объектов решение, как правило, будет получено. И если первичная модель будет содержать неверные сведения о геометрии или свойствах среды и ее составных частей, то полученное решение, будучи одним из возможных для заданных условий математической задачи, окажется скорректированным относительно модели первого приближения. Такое решение может быть весьма неточным или даже ошибочным с геологической точки зрения, хотя формально наблюдаемое и подобранное поля будут совпадать [10, 17]. Поэтому, очевидно, необходимо наилучшее совпадение плотностной модели глубинных структур с совокупностью геологических, петрографических материалов, данных других геофизических методов, сведениями о плотностной характеристике пород и зависимости $\rho = f(V)$, которые выступают в качестве регуляризаторов решения поставленной задачи [16, 17, 20].

Анализ материалов по различным регионам показал, что использование при расчетах «традиционной» плотностной модели с «гранитным» и «базальтовым» сляями постоянной плотности является слишком упрощенным и не только создает многие трудности при интерпретации, но и противоречит ряду геологических, петрофизических и сейсмических данных [16, 17].

Анализ изменения скорости распространения упругих волн в толще земной коры и верхней мантии в различных регионах, рассмотрение связи плотностных и скоростных характеристик различных пород, сведения об изменении плотности и скорости пород с увеличением давления и температуры [17, 24, 25, 34, 40] показывают следующее. При возрастании скорости продольных волн V_p плотность ρ увеличивается, причем в среднем $\Delta\rho = 0,34 \Delta V_p$ [17]. Установлено, что для земной коры характерно достаточно четкое градиентно-слоистое увеличение скорости с глубиной, несколько различное в разных блоках земной коры; отмечаются и зоны инверсии скорости [4, 8, 9, 27, 31, 35, 36, 39]. В то же время раздел К во многих регионах выражен слабо или даже полностью отсутствует (например, на Украинском щите). Но даже там, где в земной коре наблюдаются сейсмические границы, разрыв в скоростях прослеживается далеко не повсеместно, а если и отмечается, то величина его, как правило, не превышает 0,1—0,4 км/с. Поэтому перепад плотностей на границе К далеко не обязателен и вряд ли может превышать 0,1 г/см³, а в целом для земной коры континентального типа характерно градиентно-слоистое нарастание плотности [16].

Переход от земной коры к верхней мантии сложен и в большинстве регионов представлен не одной резкой границей, а серией эшелонированных по глубине отдельных непротяженных сейсмических площадок [8, 9, 31, 35]. Поэтому идентификация раздела М с одной резкой границей, как до последнего времени это делалось в большинстве работ при интерпретации материалов ГСЗ, весьма условная. К тому же в настоящее время нельзя достаточно уверенно определить величину скачка скоростей на границе М. В любом случае эта величина меньше 1,0 км/с, а, вероятнее всего, на отдельных площадках не более 0,4—0,6 км/с. Поэтому перепад плотностей на разделе М (даже если его в первом приближении принимать не в виде зоны перехода,

а как границу) вряд ли может превышать $0,15-0,25 \text{ г/см}^3$. Действительно, нами при анализе гравитационного влияния раздела М на Украине получено наиболее вероятное его значение порядка $0,20 \text{ г/см}^3$ [10, 16, 20]. Аналогичны результаты в Центральной Европе В. Выхочила [41], а в Северной Америке — А. К. Гудакра [37]. Для Гималаев [38] удовлетворительное совпадение наблюдаемого и расчетного полей получил М. Коно, снизив первоначальную разницу между средней плотностью земной коры и верхней мантии с $0,6$ до $0,3 \text{ г/см}^3$.

В стабильных континентальных районах на разделе М обычно фиксируются граничные скорости порядка $8,0-8,2 \text{ км/с}$, иногда несколько ниже [4, 8, 9, 31, 36, 39]. Анализ имеющихся определений скоростей и плотностей при высоких давлениях и температурах [17, 34, 40] убедительно показывает, что это могут быть только породы типа перидотита, пиролита, эклогита и плотность их в случае перидотита или пиролита должна быть порядка $3,4 \text{ г/см}^3$, а для эклогитов еще повышаться на $0,1-0,2 \text{ г/см}^3$. Поскольку состав верхней мантии большинством исследователей в настоящее время, как указывает В. В. Белоусов [2], принимается перидотитовым (пиролитовым), наиболее вероятна плотность пород верхней мантии порядка $3,4 \text{ г/см}^3$. Проведенный нами анализ 385 определений значений ρ и V_p показывает, что при $P-T$ условиях, характерных для пород на разделе М в континентальных условиях, плотность любых пород при $V_p = 8,1 \div 8,2 \text{ км/с}$ не может быть меньше $3,35 \text{ г/см}^3$ [17].

Совокупность геолого-петрологических материалов [2, 3, 11, 14, 25, 30, 40] не позволяет предполагать резкой границы между породами земной коры и верхней мантии, а предусматривает возможность физико-химических преобразований в зоне мощностью минимум в несколько километров. Поэтому в гравитационной модели представления раздела М в виде одной резкой границы возможно лишь в качестве первого приближения, а более точным является рассмотрение зоны перехода М от земной коры к верхней мантии с градиентным изменением плотности с глубиной (аналогично земной коре).

Учитывая, что различия в V_p на отдельных площадках М незначительны, а если наблюдаются, то, вероятнее всего, отражают отдельные линзообразные тела, в целом трудно ожидать ниже зоны М наличия неоднородностей с латеральным изменением плотности больше $\pm 0,10 \text{ г/см}^3$.

Опыт учета градиентно-слоистого изменения плотности с глубиной [1, 10, 12, 13, 16, 17, 19, 28] или представления разреза со значительным числом слоев с постоянной плотностью не только позволяет избежать многих трудностей, отмеченных выше, но и получить принципиально важную информацию об отражении динамики земной коры в гравитационном поле.

Изучение глубинных структур в гравитационном поле нами производится с помощью итерационного моделирования, исходя из представления о градиентно-слоистом распределении плотности с глубиной в земной коре и зоне перехода к верхней мантии по методике и технологии, разработанным в Институте геофизики им. С. И. Субботина АН УССР [15, 20, 22, 32].

При исследованиях моделируется вся изучаемая среда, в связи с чем отпала проблема формального разделения полей на составные части, решения для отдельных структур находятся как для составных элементов всей изучаемой среды. В процессе моделирования используются все известные фактические и наиболее вероятные геологические и геофизические данные, на всех этапах расчеты ведутся итерационно при полном контроле интерпретатора, решение производится в рамках выбранной принципиальной модели геологической среды, рассматриваются наиболее вероятные с геологической точки зрения варианты.

Вся среда генерализуется по структурным этажам, затем каждый струк-

турный этаж моделируется детально с учетом всех объектов, а рассмотрение эффекта от каждого тела и сравнение полей ведутся на фоне общего суммарного эффекта. Это обусловлено громоздкостью детальной модели всей среды и ограничением со стороны технических возможностей вычислительной техники, а также трудностями корректировки совокупной модели, в которой не видно истинного вклада отдельных объектов среды.

Поскольку гравитационное поле наиболее чувствительно к объектам верхней части земной коры, верхние этажи моделируются с большей степенью детальности, нижняя часть среды представляется в модели в генерализованном виде.

Рассмотрение всей совокупности материалов с учетом морфологии и величины расхождения между расчетным и наблюдаемым полями позволяет вносить в разрез наиболее вероятные с точки зрения геологической и геофизической информации изменения и итерационно добиваться удовлетворения наблюдаемого поля полученной моделью. Характерно в данном случае включение в разрез только оправданных геофизическими и геологическими материалами объектов в рамках известных допусков параметров при возможности рассмотрения нескольких вариантов строения отдельных зон и при полном контроле интерпретатора [10, 15, 20, 22]. В этом случае геофизические данные других методов и геологические материалы существенно регулируют решение обратной задачи. Поэтому получаемая гравитационная модель изучаемой среды помимо формального совпадения наблюдаемого и расчетного полей наиболее соответствует всей совокупности геологической и геофизической информации и не противоречит ей.

Особенности применяемой нами методики следующие:

а) данные сейсмоки используются как в виде разрезов с отражающими и преломляющими границами (площадками), так и в виде изолиний скоростей;

б) модель геологической среды учитывает градиентно-слоистое строение земной коры и зоны перехода к верхней мантии;

в) подбор ведется с уточнением как геометрии, так и плотностной характеристики среды, включая зоны инверсии, наклон отдельных контактов (разломов);

г) интерпретация ведется с закреплением известных параметров и ограничением диапазона изменений менее четко установленных параметров в наиболее вероятных пределах;

д) оценивается взаимное влияние различных объектов на общий эффект;

е) проводится сравнительная оценка влияния различных объектов и их совокупностей разных структурных этажей на фоне суммарного эффекта;

ж) рассматривается несколько вариантов модели или ее частей при изменении менее четко известных параметров;

з) учет и корректировка трехмерности отдельных объектов не вызывает принципиальных ограничений;

и) возможно введение в модель на любой стадии дополнительной или новой информации.

Выполненное теоретическое моделирование показало [18], что замена среды с постоянными плотностями слоев земной коры на среду с градиентно-слоистым строением для контрастных глубинных структур создает дополнительный ложный аномальный эффект.

Так, ранее нами было получено достаточно детальное представление о плотностном разрезе по профилю VIII ГСЗ Могилев-Подольский — Таганрог ([10], а также рисунок статьи С. С. Красовского в настоящем сборнике, с. 27). Выявлено общее градиентно-слоистое нарастание плотности с глубиной, индивидуальное для различных блоков верхней части земной коры,

выделены согласованные с материалами ГСЗ зоны инверсии скорости в земной коре, раздел М представлен в виде переходной зоны от низов коры к мантии также в виде градиентного слоя с индивидуальным для разных блоков нарастанием плотности до $3,4 \text{ г/см}^3$. Это значение для всего Украинского щита на первом этапе исследований было выбрано одинаковым, так как отсутствуют достоверные данные о неоднородностях мантии этого региона.

Гравитационный эффект полученной модели с высокой точностью совпал с наблюдаемым полем. Объяснимы все региональные и локальные особенности поля, в том числе для таких сложных, контрастных структур, как Го-

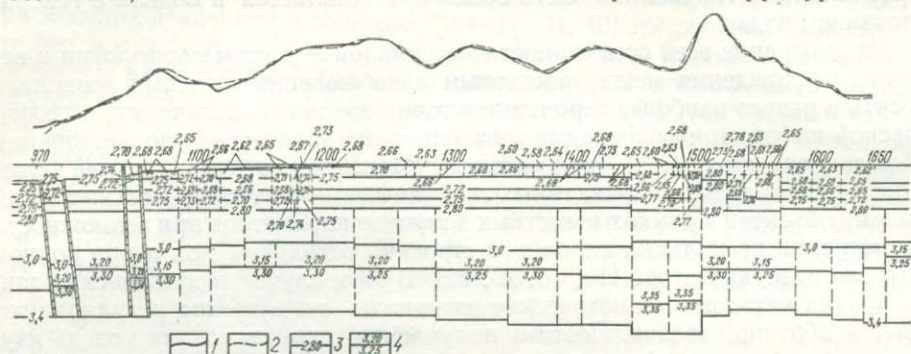


Рис. 1. Разрез плотностных тел по профилю ГСЗ Голованевск — Рава-Русская: 1 — наблюдаемая кривая Δg ; 2 — подобранная кривая V_2 ; 3 — плотностные разделы без скачка; 4 — границы со скачком плотностей.

лованевский и Кировоградский блоки. В то же время в глубинной части разреза проявились древние геосинклинальные зоны — Криворожская, Одесско-Брусилловская.

Аналогичная модель в соответствии с разработанными нами принципами и методическими приемами [10, 16] рассчитана и для профиля Голованевск—Рава-Русская (рис. 1). Верхняя часть консолидированной земной коры представлена в модели детально расчлененными блоками в полосе по 70 км в обе стороны от профиля, а на большем удалении — более генерализованными структурами. Плотность каждого блока с поверхности принималась в соответствии с данными М. Г. Распоповой [29], границы блоков — по известным геологическим материалам [26]. Затем в процессе подбора эти параметры уточнялись.

Сейсмическое обеспечение этого профиля менее детальное, чем субширотного, поэтому возможно использование лишь разрезов с отражающими и преломляющими площадками различной детальности. Скоростные колонки, к сожалению, имеются только для части профиля.

Характерна для всего профиля зона понижения плотности, соответствующая выделяемому, по данным ГСЗ, волноводу. Этот волновод прерывается только под Голованевским блоком, как и по профилю Могилев-Подольский — Таганрог [10]. Ниже волновода в земной коре предусматривается градиентное нарастание плотности до верхней границы зоны перехода к верхней мантии, на которой плотность изменяется скачком от $3,15$ — $3,20$ до $3,25$ — $3,30 \text{ г/см}^3$ (см. рис. 1). На нижней границе этой зоны перехода она достигает $3,4 \text{ г/см}^3$ и ниже принималась неизменной по всему профилю.

Наиболее сложной и мощной эта зона перехода к верхней мантии оказалась западнее Голованевской структуры, приуроченная к Одесско-Брусилловской геосинклинальной зоне. Некоторые осложнения этой зоны отмечаются и западнее г. Винницы. К западу вплоть до начала склона щита она поднимается, а затем опускается под западным склоном Украинского щита.

Структура зоны М и низов коры здесь более сложная, что в пределах открытой части щита, наблюдается клавишеобразное расположение глубинных структур.

Наличие осадочных пород на склоне щита и при переходе к Львовскому палеозойскому прогибу потребовало тщательного учета структур осадочного чехла. При этом нами использовались данные В. И. Клушина по геологии и плотностям пород.

В настоящее время с учетом современных данных о физических параметрах земной коры

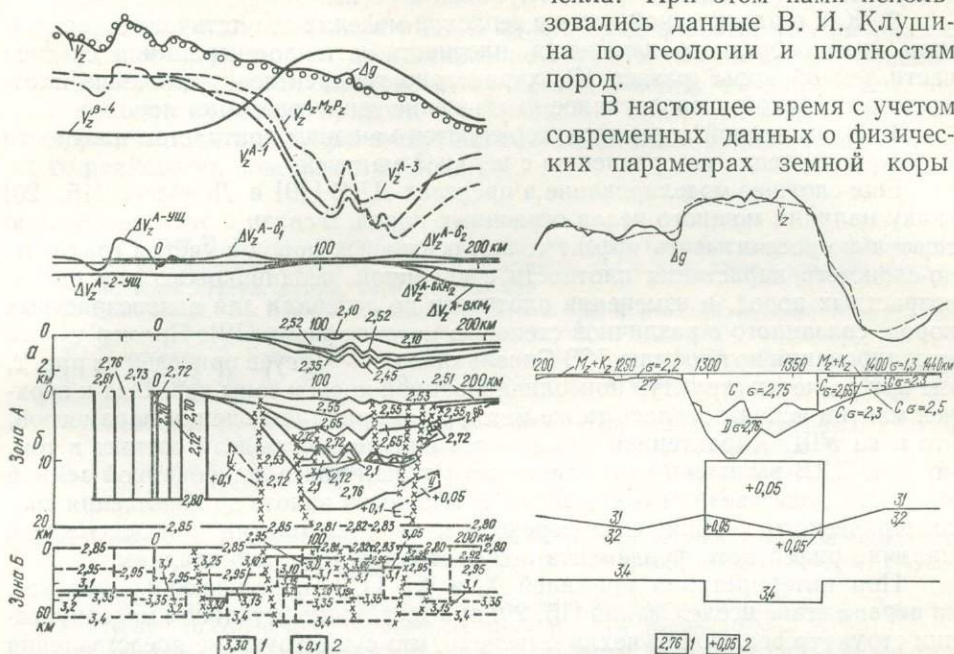


Рис. 2. Гравитационное моделирование по профилю ГСЗ Синельниково — Чугуев:

Зона А: подобранные структуры верхней части осадочного чехла (а) и осадочных пород ДДВ и блоков верхней части консолидированной земной коры (б). Зона Б: подобранные структуры нижней части земной коры и зоны перехода к верхней мантии.

Кривые: Δg — наблюдаемая; V_z — рассчитанная от всей модели; V_z^{A-1} , V_z^{A-3} , $V_z^{K_2+M_2+P_2}$ — рассчитанные от структур верхней части земной коры; V_z^M — расчет поля от границы М при перепаде плотности 0,40 г/см³; V_z^{B-1} , V_z^{B-2} , V_z^{B-3} , V_z^{B-4} — расчет поля итераций подбора структур нижней части земной коры и зоны перехода к верхней мантии; $\Delta V_z^{A-УЩ}$, $\Delta V_z^{A-2-УЩ}$, $\Delta V_z^{A-\delta_1}$, $\Delta V_z^{A-\delta_2}$, $\Delta V_z^{A-ВКМ_1}$, $\Delta V_z^{A-ВКМ_2}$ — детализации отдельных приповерхностных структур консолидированной части земной коры; 1 — значение плотности; 2 — значение избыточной плотности.

Рис. 3. Результаты моделирования гравитационного эффекта по профилю ГСЗ Новоазовск — Титовка:

Кривые: Δg — наблюдаемая; V_z — подобранная от всей модели; 1 — значение плотности; 2 — значение избыточной плотности.

и верхней мантии и усовершенствованной методики расчетов создана тепловая модель различных блоков УЩ [23], в которой учтено, что принимаемая ранее величина поступающего из мантии теплового потока порядка 5—6 мВт · м² [28] занижена по крайней мере вдвое. Сравнение независимо созданных гравитационной и термической моделей [21] показало, что они весьма близки или даже идентичны по составу и характеру распределения пород в земной коре и верхней мантии и в то же время хорошо совпадают или принципиально не противоречат современной интерпретации материалов ГСЗ [9, 31].

Установлено следующее [21]:

1. В дифференцированное гравитационное поле и вариации тепловых потоков основной вклад вносят различия в составе отдельных блоков до глубин 10—16 км, причем более легким породам соответствует наибольшая теплогенерация.

2. Во многих блоках изменяется характер плотности и теплогенерации в верхней части земной коры на глубинах 6—8 км.

3. Как в плотностной, так и в тепловой моделях отсутствует резкая граница скачкообразного изменения плотности и теплогенерации в средней части земной коры (раздел К), характерно градиентное увеличение плотности с глубиной и аналогичное уменьшение теплогенерации пород.

4. Низы земной коры характеризуются меньшим контрастом плотности и генерации тепла по сравнению с верхней мантией.

Еще сложнее моделирование в пределах ДДВ [19] и Донбасса [15, 20] ввиду наличия мощного чехла осадочных пород. В связи с этим необходимо тщательно рассчитывать эффект толщи осадочных пород с учетом градиентно-слоистого нарастания плотности с глубиной, неодинакового для разновозрастных пород, и изменения плотности по латерали для разновозрастных пород, связанного с различной степенью метаморфизма [19]. Пример такого моделирования по профилю ГСЗ Синельниково — Чугуев приведен на рис. 2, где при расчетах структур консолидированной коры и зоны перехода к верхней мантии использовалась та же методика и принципы оценки параметров, что и на УЩ. Характерная особенность полученной модели состоит в том, что под ДДВ выявлено утяжеление всей толщи консолидированной земной коры при существенном сокращении ее мощности вплоть до повышения гипсометрического уровня зоны перехода к верхней мантии и подтверждено наличие рифейского фундамента под центральной частью впадины.

При интерпретации профилей X и XI ГСЗ, пересекающих Донбасс, на первом этапе исследований [15, 20] при достаточно детальном моделировании структур осадочного чехла выяснено, что существующие представления о резком прогибе раздела К под Донбассом не находят отражения в гравитационном поле, а наиболее вероятный перепад плотности на границе М составляет $0,20 \text{ г/см}^3$. Такие особенности плотностной модели можно объяснить только градиентно-слоистым нарастанием плотности с глубиной.

К настоящему времени с учетом современных представлений о сейсмической модели вдоль этих профилей [6, 27] и разработанных принципов детального расчета плотностных моделей глубинных структур [16] с учетом опыта интерпретации по смежному профилю XVI ГСЗ [19] нами построена детальная модель структур земной коры и зоны перехода к верхней мантии по профилям X и XI ГСЗ. Плотностная модель по профилю XI Новоазовск — Титовка приведена на рис. 3.

Переинтерпретация велась в рамках полученной ранее модели с изменением параметров, требовавших уточнения или изменения при сохранении суммарного влияния модели, т. е. в соответствии с принципами нахождения эквивалентных перераспределений, недавно теоретически рассмотренных В. Н. Страховым.

Характерной особенностью полученной модели является также утяжеление консолидированной земной коры при резком сокращении ее мощности и подтверждение наличия рифейского фундамента в центральной части Донбасса. Особый интерес представляет поведение кровли зоны перехода к верхней мантии (раздел М), где на фоне более широкого общего инверсионного подъема в центральной части наблюдается прогиб второго порядка, выделенный нами и по разделу M_2 . Такая структура этого раздела объясняется изостатическим уравновешиванием отдельных блоков, так как верхняя часть осадочных отложений центральной и южной частей Донбасса сложена силь-

но метаморфизованными толщами карбона плотностью более $2,8 \text{ г/см}^3$, что существенно выше, чем в среднем для верхней части консолидированной земной коры. Такая модель глубинного строения в совокупности с выявленными общими закономерностями [1, 17] позволяет высказать предположение, что в Донбассе наблюдается неразвивавшаяся зачаточная орогеническая структура.

В целом для Донбасса и ДДВ можно предполагать, что, начиная с рифея, здесь происходило проникновение в земную кору большого объема мантийного материала, сопровождавшееся, вероятно, раздвижением земной коры. Эти процессы привели к сокращению мощности консолидированной коры, утяжелению блока и опусканию вследствие нарушения изостатического равновесия поверхности блока.

1. *Артемьев М. Е., Красовский С. С., Павленкова Н. И.* Главные особенности гравитационной модели земной коры.— В кн.: Гравитационная модель коры в верхней мантии Земли. Киев : Наук. думка, 1979, с. 215—223.
2. *Белоусов В. В.* Взаимоотношение между корой и верхней мантией Земли.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М. : Мир, 1972, с. 610—629.
3. *Белоусов В. В.* Геотектоника.— М. : Изд-во Моск. ун-та, 1976.— 334 с.
4. *Беляевский Н. А.* Земная кора в пределах территории СССР.— М. : Недра, 1974.— 280 с.
5. *Болобах К. А.* Некоторые вопросы методики интерпретации гравитационных данных по профилю ГСЗ Шепетовка — Чернигов.— Геофиз. сб., 1976, вып. 69, с. 87—91.
6. *Бородулин М. А., Михалев А. К.* Особенности структуры верхней части мантии и земной коры в Донбассе по профилю Батайск — Милютинская.— Геол. журн., 1973, 33, вып. 5, с. 20—26.
7. *Булах Е. Г., Ржаницын В. А., Маркова М. Н.* Применение метода минимизации для решения задач структурной геологии по данным гравразведки.— Киев : Наук. думка, 1976.— 219 с.
8. *Вольвовский И. С., Вольвовский Б. С.* Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования.— М. : Сов. радио, 1975.— 268 с.
9. *Глубинное строение Украинского щита по сейсмическим данным. Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований / В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов, А. А. Трипольский, Л. Т. Калюжная, Л. И. Гонтовая* — Киев : Наук. думка, 1977, с. 42—52.
10. *Грабиентно-слоистые плотностные модели глубинных структур на Украинском щите и Днепровско-Донецкой впадине.*— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли / С. С. Красовский, Л. И. Койфман, К. А. Кореневич, П. Я. Купrienko Киев : Наук. думка, 1979, с. 116—124.
11. *Добрецов Н. Л.* Гравитационно-геохимическая дифференциация Земли.— Геология и геофизика, 1977, № 4, с. 3—8.
12. *Дружинин В. С., Рыбалко В. М., Соболев И. Д.* Связь тектоники и магматизма с глубинным строением Среднего Урала по данным ГСЗ.— М. : Недра, 1976.— 156 с.
13. *Колчин Г. И., Хрычев Б. А.* Использование данных ГСЗ при интерпретации материалов гравиметрии.— Развед. геофизика, 1976, вып. 72, с. 128—131.
14. *Коржинский Д. С.* Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме.— В кн.: Кора и верхняя мантия. М. : Наука, 1968, с. 69—74.
15. *Красовский С. С.* Моделирование структур земной коры и верхней мантии.— В кн.: Проблемы физики Земли на Украине. Киев : Наук. думка, 1975, с. 53—57.
16. *Красовский С. С.* О принципах расчета гравитационной модели земной коры континентального типа.— В кн.: Гравитационная модель земной коры и верхней мантии. Киев : Наук. думка, 1977, с. 5—20.
17. *Красовский С. С.* Моделирование в гравитационном поле структур земной коры и верхней мантии.— М. : ОЦНТИ ВИЭМС, 1978.— 80 с.
18. *Красовский С. С., Койфман Л. И.* Теоретические модели структур земной коры при послонном и градиентном нарастании плотности с глубиной.— В кн.: Гравитационная модель земной коры и верхней мантии. Киев : Наук. думка, 1977, с. 33—42.
19. *Красовский С. С., Койфман Л. И., Кореневич К. А.* Методика гравитационного моделирования глубинных структур на примере профиля ГСЗ Синельниково — Чугуев.— В кн.: Геофизические исследования литосферы. Киев : Наук. думка, 1978, с. 29—47.
20. *Красовский С. С., Конков Г. Г., Бур'янов В. Б.* Геологічна інтерпретація геофізичних матеріалів.— Київ : Наук. думка, 1973.— 167 с.

21. *Красовский С. С., Кутас Р. И.* Сравнение гравитационной и тепловой моделей Украинского щита по профилю ГСЗ Могилев-Подольский — Таганрог. — Геофиз. сб., 1978, вып. 81, с. 10—12.
22. *Красовский С. С., Старостенко В. И.* Об опыте моделирования гравитационного поля (по данным глубинного сейсмического зондирования). — В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. К. : Наук. думка, 1971, с. 143—146.
23. *Кутас Р. И.* Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры. — К. : Наук. думка, 1978. — 140 с.
24. *Лебедев Т. С.* Физические свойства пород литосферы в условиях больших глубин. — В кн.: Проблемы физики Земли на Украине. К. : Наук. думка, 1975, с. 98—118.
25. *Лутц Б. Г.* Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. — М. : Наука, 1975. — 168 с.
26. *Металлогения Украины и Молдавии / Под ред. Я. Н. Белевцева.* — Киев : Наук. думка, 1974. — 508 с.
27. *Павленкова Н. И.* Волновые поля и модель земной коры. — Киев : Наук. думка, 1973. — 213 с.
28. *Павленкова Н. И., Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В.* Обобщенная геофизическая модель земной коры некоторых геоструктур Украины. — Геофиз. сб., 1974, вып. 62, с. 16—29.
29. *Ронов А. Б., Ярошевский А. А.* Химический состав земной коры. — В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев : Наук. думка, 1971, с. 192—208.
30. *Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В.* Типы верхней мантии. — В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск : Наука, 1975, с. 235—240.
31. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В.* Глубинное строение и эволюция земной коры. — В кн.: Проблемы физики Земли на Украине. Киев : Наук. думка, 1975, с. 118—142.
32. *Старостенко В. И.* Аналітичний розв'язок прямої задачі гравіметрії для тіла складної форми у випадку лінійної зміни надлишкової густини з глибиною. — Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1968, № 6, с. 533—537.
33. *Страхов В. Н.* Про умови однозначного визначення границь поділу двовимірних шаруватих середовищ за даними гравітаційних спостережень. — Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1975, № 12, с. 1085—1088.
34. *Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях / М. П. Волярович, Е. И. Баюк, А. И. Левыкин, И. С. Томашевская* — М. : Наука, 1974. — 223 с.
35. *Чекунов А. В.* Строение земной коры и некоторые вопросы тектоники юга европейской части СССР. — Киев : Наук. думка, 1972. — 174 с.
36. *Giese P., Morelly C.* Crustal structure in Italy. — In: Structural Model of Italy. Roma : GNR, 1975, p. 453—489.
37. *Goodacre A. K.* Generalized structure and composition of the deep crust and upper mantle in Canada. — J. Geophys. Res., 1972, 77, N 17, p. 3146—3161.
38. *Kono M.* Gravity anomalies in East Nepal and their implications to the crustal structure of the Himalayas. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1974, 39, N 2, p. 283—299.
39. *Meren R. F., Majundar S. C., White R. E.* The structure of the crust and upper mantle under the highest ranges of the Canadian Rockies from a seismic refraction survey. — Can. J. Earth Sci., 1977, N 2, p. 196—208.
40. *Ringwood A. E.* Composition and Petrology of the Earth's Mantle. — McGraw-Hill Book Company, 1975. — 618 p.
41. *Vyskocil V.* Comments on the manifestation of the deep structure of Czechoslovakia in the anomalies gravity field. — Geofis. sb. Praha, 1972, 20, N 365, p. 127—139.

УДК 550.83.551.14

**Е. П. Баранова, В. Б. Бурьянов,
В. В. Гордиенко, Н. И. Павленкова**

Институт геофизики им. С. И. Субботина АН УССР, Киев
Институт физики Земли АН СССР, Москва

КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ПОСТРОЕНИИ ПЛОТНОСТНОЙ МОДЕЛИ ЛИТОСФЕРЫ ЮГА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Представленные результаты отражают часть исследований по созданию комплексных геофизических моделей литосферы вдоль системы длинных пересекающихся профилей на юге Европейской части СССР. Они включают анализ данных ГСЗ, теплового и гравитационного полей. Эти методы выделе-

ны из более обширного комплекса для того, чтобы на примере рассматриваемого полигона опробовать некоторые общие методические принципы построения плотностных моделей земной коры на основе сейсмических разрезов. Эти принципы главным образом сводились к следующему.

1. Основой для построения плотностной модели должен быть сейсмический разрез земной коры, отражающий распределение скорости во всей ее толще, согласованное решением прямой задачи с наблюдаемой волновой картиной.

2. Для крупных объемов вещества земной коры и верхней мантии существует некоторый единый (средний) закон связи скорости сейсмических волн и плотности пород. Отклонения (в степени, существенно искажающей результаты расчета модельного гравитационного поля) от этого закона встречаются лишь в отдельных районах и приурочены в основном к породам приповерхностной зоны с относительно невысокой степенью метаморфизма. Как правило, это породы осадочного слоя. Для учета таких отклонений необходима дополнительная (по сравнению с данными о распределении скоростей сейсмических волн) информация по району исследований.

Опыт предшествовавших работ, в которых использован рассматриваемый подход, позволяет выбрать в качестве первого приближения конкретный вид закона связи скорости и плотности:

$$\sigma = 2,7 + 0,25 (V_p - 6),$$

где σ — плотность в г/см³; V_p — скорость продольных сейсмических волн в км/с. В соответствии с этим законом плотность мантии непосредственно под границей Мохо должна быть около 3,2 г/см³, однако по ряду соображений весьма вероятно, что в расчете должна участвовать несколько большая величина. Поэтому гравитационный эффект рассчитывался для двух вариантов плотности мантии — 3,2 и 3,3 г/см³.

3. Плотность и скорость сейсмических волн в породах верхней мантии древних (докембрийских) платформ довольно постоянны. В активных районах с существенно повышенным тепловым потоком они отличаются от платформенных, даже если состав пород сохраняется неизменным, за счет больших, чем в недрах платформ, глубинных температур. Повышенные температуры встречаются и в районах молодой активизации, тепловой поток в этих случаях сохраняется на уровне платформенного (тепловая волна от источника, связанного с глубинным процессом, еще не достигла поверхности), но сейсмические скорости и плотности глубинных пород будут заметно ниже, чем под платформой.

Аномальное распределение физических параметров в недрах определяется по величинам аномальных температур, которые рассчитываются в соответствии с принятой тепловой моделью для каждого типа активизации, возраста и геометрии охваченного ею пространства в каждом конкретном регионе.

Исследования выполнены вдоль четырех пересекающихся профилей ГСЗ (рис. 1). Западный (*I*) проходит по Воронежскому массиву, Днепровско-Донецкой впадине (ДДВ), Украинскому щиту, Причерноморской впадине, Крыму и Черному морю. Центральный (*II*) — по Прикаспийской впадине, валу Карпинского, Скифской плите, Большому Кавказу, Грузинской глыбе, Малому Кавказу. Восточный (*III*) — по Прикаспийской и Северо-Устьюртской впадинам, Мангышлакской складчатой зоне, окраине Туаркыра, Кара-Богазскому своду, Большому Балхану, Западно-Туркменской впадине. Южный, связующий (*IV*) профиль проходит от центральной части Черного моря через структуры Закавказья (часто по границам различных тектонических зон) и Южного Каспия до юга Западно-Туркменской впадины.

Размеры профилей довольно велики (1000—1600 км), поэтому в их пределах кроме аномалий, связанных с земной корой и верхами мантии, могут быть обнаружены возмущения, причиной которых являются аномальные объекты на глубинах в сотни километров.

Исследования вдоль профилей были начаты с пересмотра с единых методических позиций имевшегося сейсмического материала и построения разрезов ГСЗ в виде изолиний скоростей сейсмических волн. Пересмотр (им не были затронуты довольно приближенные построения в пределах акваторий) привел к заметному изменению представлений о распределении скоростей в коре. Установлено ее весьма

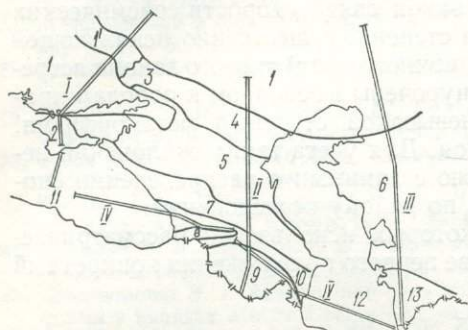


Рис. 1. Схема размещения профилей:

1 — Восточно-Европейская платформа; 1' — Днепровско-Донецкая впадина; 2 — Крым; 3 — Донбасс; 4 — вал Карпинского; 5 — Скифская плита; 6 — Туранская плита; 7 — Большой Кавказ; 8 — Аджаро-Триалетская зона; 9 — Малый Кавказ; 10 — Грузинская глыба; 11 — впадина Черного моря; 12 — Южно-Каспийская впадина; 13 — Западно-Туркменская впадина.

разнообразное строение, соответствующее тектонической гетерогенности изучаемого полигона. Наиболее достоверно выделяются поверхности консолидированной коры и граница Мохо. Их глубины изменяются в широких пределах (от 0 до 15 км и от 25 до 55 км соответственно). Внутри консолидированной коры значительной части изученной территории выделены три слоя. Верхний — со значительным вертикальным градиентом и скоростями продольных сейсмических волн в пределах 5,8—6,4 км/с. Средний — местами с ярко выраженной горизонтальной расслоенностью и в основном очень низким вертикальным градиентом скорости, которая постепенно или скачком достигает на

его подошве значений 6,6—6,8 км/с. Нижний — со значительным вертикальным градиентом скорости, достигающей непосредственно над границей Мохо значений 7,6 км/с. Переход к мантии сопровождается скачком скорости порядка 0,4—0,8 км/с, однако величина этого скачка и сам факт его существования наименее достоверны. В коре изученных регионов южной части полигона выделены тела с аномально высокими сейсмическими скоростями, выше и ниже которых — нормальный скоростной разрез.

Сведений о сейсмических скоростях в верхней мантии на полигоне мало и достоверность их невелика. Можно утверждать, что в южной части полигона они в среднем несколько ниже (примерно на 0,2 км/с), чем в северной, где их значения составляют 8,1—8,2 км/с. Сейсмические разрезы вдоль профилей полигона не везде одинаково достоверны. Наименее точны они на акваториях (особенно Каспийского моря). На сухопутных профилях имеются участки, в которых система наблюдений не обеспечивает построения разреза необходимой детальности. Это прежде всего окончания и разрывы профилей: Горный Крым, приморские части Закавказья и его центр, район Малого Кавказа на профиле II. Система наблюдений вдоль всего профиля III не обеспечивает построения скоростного разреза с той достоверностью, что и на других профилях.

Вторым этапом исследований было построение тепловых моделей вдоль профилей. Для выполнения этой операции необходимо знать размещение стационарных и нестационарных источников тепла в недрах. Стационарные радиогенные источники тепла в земной коре распределялись в соответствии с сейсмическим разрезом по профилям: каждому значению скорости в консолидированной коре приписывалась определенная величина теплогенера-

дии в соответствии с установленной ранее зависимостью. Вместе с тепловым потоком из неактивизированной мантии эффект от такой градиентной по теплогенерации модели коры составлял фоновый тепловой поток. На платформенной части полигона он полностью объяснял наблюдаемые величины (что свидетельствовало о правильном выборе источников) и определял глубинные температуры.

В пределах полигона должны встречаться два вида нестационарных глубинных источников тепла: геосинклинальные и связанные с образованием глубоководных впадин Черного и Каспийского морей. Модель геосинклинального источника в настоящее время разработана, глубинные температуры могут быть вычислены для каждого региона в соответствии с его геометрией и возрастом складчатости. Модель может быть существенно уточнена при достаточно полных данных о тепловом потоке района. Такие наиболее достоверные построения выполнены для Крыма, вала Карпинского, Скифской плиты, части структур Закавказья и Малого Кавказа. В остальных геосинклинальных регионах тепловой поток не изучен или недостаточно изучен, здесь пришлось довольствоваться «среднегеосинклинальными» моделями, основанными на геологических данных. Естественно, достоверность тепловых моделей в этих регионах ниже, особенно в северной части профиля III, где геологическая информация довольно противоречива (в частности, не ясно, охвачены ли породы фундамента Северо-Устюртской впадины герцинской геосинклинальной складчатостью или, как принято при построении тепловой модели, деформации носили субплатформенный характер). Тепловые модели глубоководных впадин еще не разработаны. Если считать, что тепловой источник в этих районах появляется в момент начала интенсивного прогибания, то глубинные температуры должны быть высокими, температуры выплавления базальта из пород мантии достигаются на глубинах 40—50 км. Такая схема подтверждается результатами геоэлектрических исследований окраинных частей впадин и была положена в основу тепловых моделей этих районов.

Учитывая описанную неопределенность исходного материала для построения плотностной модели литосферы, можно оценить вероятную погрешность вычисления гравитационного эффекта в первые десятки миллигал. Следовательно, добиваться совпадения расчетной и наблюдаемой кривых с большей точностью не имеет смысла. Приведенная оценка точности расчета гравитационного эффекта распространяется и на регионы за пределами полигона.

Профили, составляющие полигон, имеют заметные разрывы. Поэтому при обычной методике сравнения расчетных и наблюдаемых кривых, допускающей изменения общего уровня расчетного поля, можно на разных профилях получить совпадение кривых при резких различиях в уровне. Для устранения такой возможности все расчеты проводились в абсолютных величинах Δg . Технически удобно выражать результаты вычислений в отрицательных эффектах по отношению к моделям, состоящим из пород мантийной плотности. В районах древних платформ с нулевым значением наблюдаемого поля этот эффект в соответствии с принятыми плотностями мантии и характером распределения скоростей (и плотностей) в консолидированной коре составляет —645 мгл ($\sigma_m = 3,2 \text{ г/см}^3$) и —835 мгл ($\sigma_m = 3,3 \text{ г/см}^3$). Таким образом, автоматически достигается увязка по уровню рассматриваемых и всех иных профилей, в пределах которых эффект вычисляется по предлагаемому методу.

Рассмотрим результаты по конкретным профилям полигона.

На профиле I, по сейсмическим данным, мощность земной коры довольно выдержана в северной части — 47—50 км, несколько сокращена в центре (вблизи южной границы Восточно-Европейской платформы) — 39 км и в

Степном Крыму — 40 км, затем она растет в Горном Крыму до 48 км и сокращается в глубоководной впадине Черного моря до 22 км (рис. 2). Отчетливо выделяются глубокие осадочные бассейны ДДВ, Причерноморской впадины и Черного моря. В коре Степного Крыма выделен высокоскоростной объект, который, по гравиметрическим и в последнее время (после изучения строения земной коры Горного Крыма по продольному профилю) по сейсмическим данным, может быть протянут с некоторым увеличением мощности в Горный Крым.

Тепловые модели Крыма и Черного моря свидетельствуют о существенном перегреве недр этих районов по сравнению с платформенными. Расчет соответствующего гравитационного эффекта показывает, что в киммеридах Крыма и в центральной части Черного моря он достигает десятки миллигал.

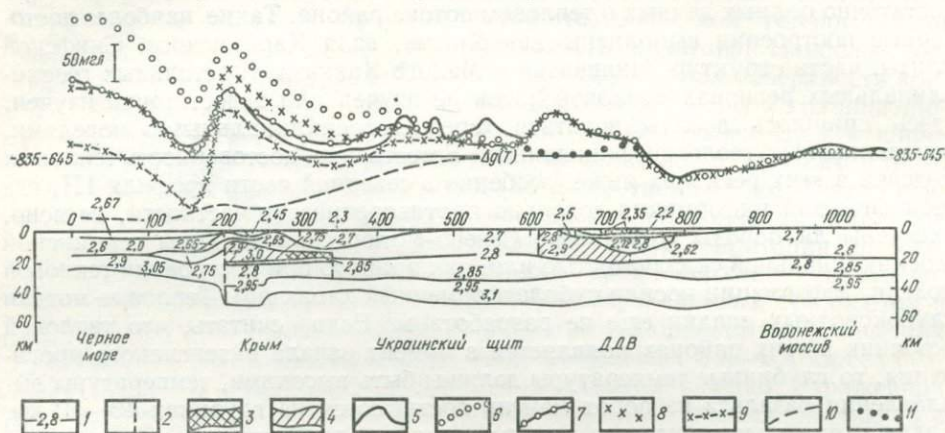


Рис. 2. Плотностная модель вдоль профиля I (Воронежский массив — Черное море): 1 — значения плотности, г/см³; 2 — границы блоков; тела высокой плотности: 3 — по сейсмическим данным, 4 — по гравитационным данным; кривые силы тяжести: 5 — наблюдаемая; модельные: гравитационный эффект земной коры: 6 — при $\sigma_M = 3,3$ г/см³, 7 — при $\sigma_M = 3,3$ г/см³ с учетом теплового разуплотнения, 8 — при $\sigma_M = 3,2$ г/см³, 9 — при $\sigma_M = 3,2$ г/см³ с учетом теплового разуплотнения; 10 — гравитационный эффект теплового разуплотнения; 11 — гравитационный эффект модели без учета аномального соотношения σ/V .

Плотностной разрез земной коры, построенный по изложенным принципам, представляющий кору в виде градиентно-слоистой среды, создает гравитационный эффект, совпадающий с наблюдаемым в пределах платформы. Исключение составляет район ПК 600—700. Породы кристаллического фундамента, обнажающиеся в юго-западной части этого района (Волчанский выступ), обладают, по геологическим данным, существенно большей плотностью, чем полученные пересчетом по скорости сейсмических волн. Учитывая распространение этих образований в виде тела, составляющего часть верхнего слоя консолидированной коры, размер которого вдоль профиля подбирается по области расхождения расчетной и наблюдаемой кривых, добиваемся их согласования в пределах всей платформенной части профиля. В Крыму и на Черном море расчетная кривая Δg для плотности мантийных пород 3,3 г/см³ проходит на несколько десятков миллигал выше наблюдаемой, для 3,2 г/см³ — примерно согласуется с наблюдаемой. При учете эффекта теплового разуплотнения пород кривая для $\sigma_M = 3,3$ г/см³ совпадает с наблюдаемой на всем протяжении профиля, кривая для $\sigma_M = 3,2$ г/см³ в южной части располагается ниже наблюдаемой.

Таким образом, принятая схема построения плотностного разреза оправдывается на этом наиболее изученном тремя методами профиле. Из двух принятых к рассмотрению плотностей пород верхней мантии более подходя-

шая величина $3,3 \text{ г/см}^3$, следует, однако, помнить, что это значение относится к платформенной, неактивизированной мантии, в южной части профиля фактическое значение σ_m в результате теплового разуплотнения ниже по крайней мере на $0,05 \text{ г/см}^3$.

На профиле II мощность земной коры в северной части 45—47 км, под восточным продолжением Ростовского выступа фундамента (разделяющим герцинские складчатые зоны вала Карпинского и собственно Скифской плиты Предкавказья) она несколько сокращается — до 40 км, затем растет к югу, достигая в пределах всего Кавказского региона 55 км (при некотором сокращении под Грузинской глыбой). Выделяются осадочные бассейны, заполненные породами разного возраста — в Предкавказье и Куринской депрессии. В консолидированной коре последней установлено высокоскоростное тело.

Тепловые модели, построенные для различных частей профиля, устанавливают заметное нарастание температур от платформенной зоны к герцинской складчатой области (охватывающей территорию между южной границей платформы и осевой частью Большого Кавказа), продолжающееся южнее под альпидами геосинклинали южного склона Большого и Малого Кавказа (под Куринской депрессией температуры заметно ниже, чем под альпидами). Эффект теплового разуплотнения под эпигерцинской платформой достигает 50 мгл, в центре альпийской зоны южного склона 90 мгл, в центре Малого Кавказа 115 мгл.

Сопоставление расчетной и наблюдаемой кривых Δg вдоль профиля II создает впечатление систематического расхождения, которое не меняется и после введения эффекта теплового разуплотнения. Отметим, кстати, что без использования привязки к абсолютному уровню Δg это расхождение было бы пропущено: перемещением расчетной кривой по вертикали можно добиться удовлетворительного совпадения ее с наблюдаемой, на большей части профиля останутся лишь локальные расхождения разного знака.

Весьма вероятно, что выявленное систематическое расхождение состоит из суммы региональных и локальных расхождений одного знака. Такое предположение подтверждается при анализе ситуации в районе вала Карпинского. На западном продолжении структуры, в Донбассе, прямыми измерениями выявлена связь плотности пород со скоростью сейсмических волн, существенно отличающаяся от принятой. Учитывая это отличие, добиваемся совпадения кривых Δg . Не исключено, что палеозойские породы южной части герцинид плотнее, чем это установлено по сейсмическим скоростям: эти образования формировались синхронно и в близких условиях. Оценки показали, что использование подобных представлений позволит значительно приблизить расчетную кривую к наблюдаемой вплоть до южного склона Большого Кавказа (лишь в некоторых районах останутся значительные расхождения на уровне 50 мгл). Однако прямая геологическая информация для такого изменения плотностного разреза в настоящее время отсутствует (она может быть получена по выходам палеозойских пород в центральной части Большого Кавказа), поэтому расхождение кривых сохранено (рис. 3). Расхождение наблюдается и в южной части профиля — на Малом Кавказе, однако сейсмические данные здесь мало достоверны, вполне возможно (и даже вероятно), что в коре этого региона присутствуют высокоскоростные тела, сходные с установленными под Куринской впадиной. В таком случае возможно уравнивание расчетной и наблюдаемой кривых.

Данные сравнения расчетных и наблюдаемой кривых по профилю II не противоречат, несмотря на значительные расхождения, принятой методике построения плотностного разреза, но указывают на необходимость проведения дальнейших исследований.

Мощность земной коры вдоль профиля III изменяется относительно мало и плавно (рис. 4), экстремальные значения составляют 36 и 45 км. Отмечены глубокие прогибы фундамента, заполненные кайнозойскими (на юге) и мезозойскими и палеозойскими (на севере) осадками.

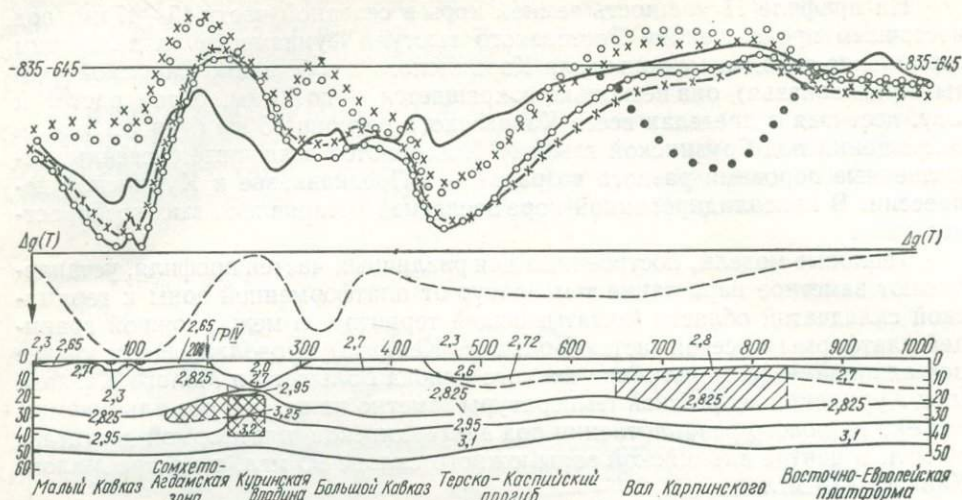


Рис. 3. Плотностная модель вдоль профиля II (Волгоград — Нахичевань). Условные обозначения те же, что на рис. 2.

Глубинные температуры и в этом случае увеличиваются с севера на юг: от докембрийской платформы к киммеридам Мангышлака, герцинидам района Кара-Богазского свода, ранним альпидам Большого Балхана. Эффект теплового разуплотнения достигает в этих регионах 50—60; 60; 90 мгл, соответственно сокращается до 40 мгл на окраине теплового источника

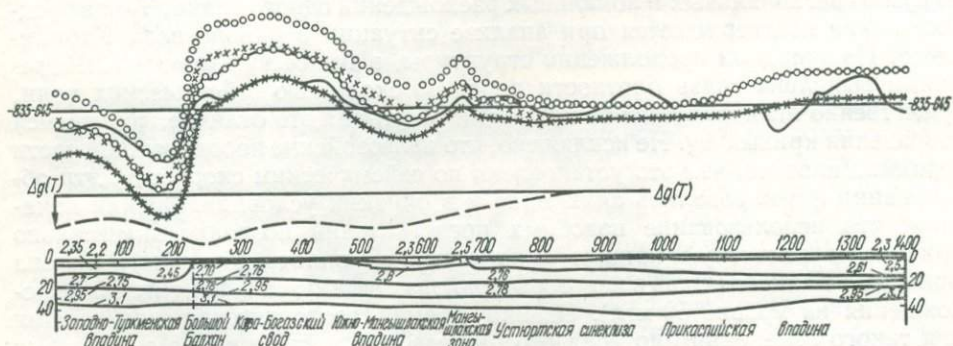


Рис. 4. Плотностная модель вдоль профиля III (Атрек — Сагиз). Условные обозначения те же, что на рис. 2.

Южно-Каспийской впадины и вновь возрастает до 60 мгл с приближением к альпидам Эльбруса.

Плотностной разрез, составленный по профилю III, создает эффект (вычисленный с учетом теплового разуплотнения), неплохо согласующийся с наблюдаемым. Однако имеются локальные расхождения, которые следует оценивать, учитывая общую относительно низкую достоверность сейсмической информации на профиле. Расхождение на севере, в районе ПК 1200, связано с неучетом пониженной плотности эвапоритов, широко представ-

ленных в осадочном слое этого района Прикаспийской впадины. Для ликвидации расхождения необходим сбор дополнительной геологической информации. Расхождение в пределах Кара-Богазского свода может быть вызвано некоторым занижением мощности земной коры этого района, сейсмические данные не противоречат смещению границы Мохо на несколько километров вниз. В этом случае наблюдаемая и расчетная кривые практически уравниваются. Расхождение в пределах Западно-Туркменской впадины связано с несоответствием принятых представлений реальной скорости изменения плотности молодых осадков с глубиной. В интервале 10—16 км плотности следует повысить от принятых аномально низких величин на 0,05—0,10 г/см³,

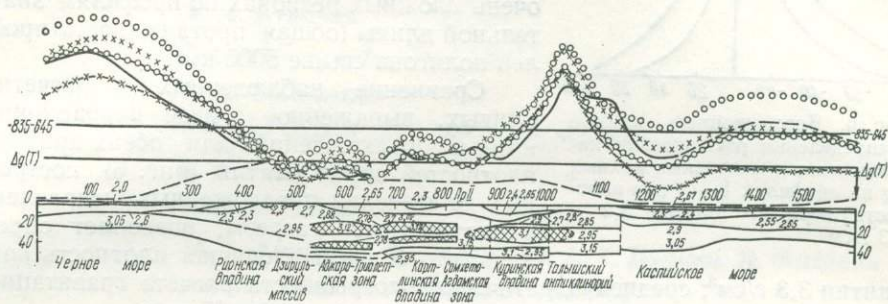


Рис. 5. Плотностная модель вдоль профиля IV (Черное море — Каспийское море). Условные обозначения те же, что на рис. 2.

что даст возможность уравнивать кривые. Соответствующие соотношения скорости и плотности для осадочных пород известны в литературе. Однако поскольку все описанные исправления расчетной кривой предположительны, они не были внесены, эта процедура отложена до получения количественной информации.

Таким образом, на профиле III принятая методика построения плотностного разреза оправдывается. Из двух рассматриваемых плотностей пород верхней мантии более подходящая 3,3 г/см³ (с соответствующим снижением в южных активных районах).

Земная кора вдоль профиля IV построена весьма разнообразно. Ее мощность изменяется от 22—30 км на акваториях до 50 км в центральных районах Закавказья. Выделены мощные слои осадков различного (преимущественно молодого) возраста в морях и прилегающих к ним впадинах Грузинской глыбы. В земной коре структур Закавказья выделено несколько крупных высокоскоростных тел (рис. 5).

Тепловые модели отражают сложное тектоническое строение пересекаемых профилем территорий: наиболее высокие температуры получены в недрах морей, на суше они соответствуют в основном зонам контактов между относительно холодной Грузинской глыбой и нагретыми альпийскими складчатыми областями. Гравитационный эффект теплового разуплотнения в первом случае до 80 мгл, во втором — около 35 мгл.

Расчетные кривые Δg на территории акваторий с учетом приближенного характера исходной информации хорошо согласуются с наблюдаемыми. Расхождения в центральной части профиля, как и в предыдущих случаях, очевидно, связаны с недостатком геологических и сейсмических данных. В частности, имеются сведения о большом количестве основных пород в фундаменте Талышского антиклинария, но они недостаточно конкретны для вычисления средней плотности пород поверхности фундамента и включения ее в модель. Это вопрос требует дополнительного изучения. Система сейсмических наблюдений, особенно в районе разрыва профиля, не обеспечивает

прослеживания высокоскоростных тел в коре на всем их протяжении. Не исключено, что они с некоторыми изменениями мощности залегают под всей Грузинской глыбой. В этом случае возможно согласование расчетной и наблюдаемой кривых с удовлетворительной точностью почти на всем протяжении профиля.

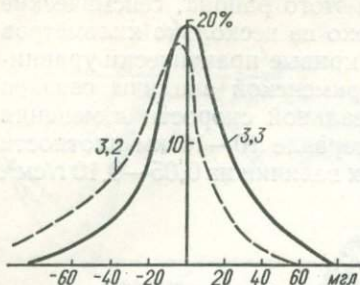


Рис. 6. Вариационные кривые распределения расхождения наблюдаемых и модельных кривых Δg на профилях I—IV при плотности верхней мантии 3,2 и 3,3 г/см³.

Таким образом, по сейсмическим и геотермическим данным с использованием геологической информации по рекомендуемой методике можно построить обоснованные плотностные модели литосферы в тектонически очень сложных регионах по профилям значительной длины (общая протяженность профилей полигона свыше 5000 км).

Сравнение наблюдаемых и расчетных кривых, выраженное в виде вариационных кривых расхождений для обеих принятых плотностей пород мантии (рис. 6), построенных до внесения предложенных исправлений в плотностные разрезы, позволяет определить, что более подходящая плотность пород

мантии 3,3 г/см³; среднеквадратическая погрешность расчета гравитационного эффекта по принятой методике составляет около 25 мгла.

Проведенными исследованиями не обнаружено каких-либо изменений плотности пород мантии тектонически различных регионов кроме изменений, связанных с температурными различиями.

Проведенные работы не завершают как исследований по выработке рациональной методики построения плотностной модели литосферы, так и исследований на полигоне. Сделан лишь первый шаг, необходима дополнительная работа по устранению выявленных расхождений, результатом которой может явиться уточненная плотностная модель, которая послужит важным элементом комплексной геофизической модели литосферы юга Европейской части СССР.

**И. Х. Хамрабаев, Е. М. Бутовская, В. А. Пак,
Т. Э. Эргешев, Д. Б. Джамалов, Ю. М. Зуев,
Ф. Х. Зуннунов, А. М. Насыров, И. Н. Новосельский,
Р. А. Магдиев, Х. И. Юсупходжаев**

Институт геологии и геофизики АН УзССР, Ташкент;

С. А. Алиев

Мингео УзССР, Ташкент;

Х. А. Атабаев

Ташкентский госуниверситет;

Е. А. Любимова

Институт физики Земли АН СССР, Москва;

В. А. Ржаницын

Институт геофизики АН УССР, Киев;

М. Б. Акрамов, О. Норметов, А. Т. Дуркин, Л. Фихеева

Институт геологии АН ТаджССР, Душанбе

ГЛАВНЕЙШИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ТЕКТОНОСФЕРЫ ПАМИРА И ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ В СВЕТЕ НОВЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Памир и Южный Тянь-Шань характеризуются особой тектонической активностью и разнообразием строения, которое проявляется в скручивании складчатых и разрывных сооружений глобального масштаба, крупнейших масс магматических (особенно гранитоидных и спилито-диабазовых) пород и связанных с ними проявлений золота, редких металлов и драгоценных камней. Изучение строения и энергетического баланса тектоносферы является основой работ по геодинамическому проекту.

Для выполнения этих работ использованы материалы и результаты геофизических исследований, выполненных в Узбекистане и частично на всей территории Средней Азии, начиная с середины 1950-х годов. Учтены все результаты геофизических исследований, полученные при глубинном сейсмическом зондировании и при работе КМПВ [5, 8 — 15, 17]. Используются материалы площадных сейсмологических съемок, проводимых на основе изучения записей землетрясений и взрывов на всей территории Средней Азии, начиная с 1956 г. сейсмологическими организациями Узбекистана и Киргизии [1, 18], а также исследования мантии Средней Азии и сопредельных территорий [4, 14, 20]. В 1970—1975 гг. Институтом геологии и геофизики АН УзССР и Мингео УзССР выполнены работы методами МОВЗ и взрывной сейсмологии на ряде профилей, пересекающих Среднюю Азию. Начиная с 1973 г. ведутся сейсмологические исследования по Памиро-Гималайскому проекту. В настоящее время на территории СССР пройдено два профиля — Восточно-Памирский (Зоркуль — Каракуль — Узген — Токтогул) и Западно-Памирский (Ишкашим — Хорог — Калайхумб — Гарм — Коканд) с использованием записей взрывов и землетрясений, причем учтены данные как коровых очагов ($h = 0 \div 35$ км), так и мантийных ($h = 80 \div 250$ км). Для исследования связи сейсмичности с глубинным строением и энергетическим режимом коры нами привлечены данные о всех землетрясениях,

известных по инструментальным и макросейсмическим данным, начиная приблизительно с 1820 г. До 1957 г. известны только координаты эпицентров, о глубине очагов имеются только качественные данные (коровые или мантийные). Последние 20 лет ведется достаточно точная дифференциация по глубинам очагов как коровых, так и мантийных землетрясений. Весь материал обобщен для части территории Средней Азии, включая Памир и часть Южного Тянь-Шаня, в виде карт эпицентров самых сильных землетрясений ($K \geq 14$, магнитуда $M \geq 5,5$) и карт активности, которая представляет собой результат осреднения фона сравнительно слабых сейсмических толчков ($M \leq 5$), проведенного по методике Ю. В. Ризниченко и ряде модификаций его метода [21].

За пределами Советского Союза исследования проводились сейсмологами Индии, Пакистана и Италии при участии АН УзССР только по изучению записей взрывов.

При обработке сейсмологического материала применялись такие методы: а) весь комплекс методов ГСЗ; отраженные волны изучались переинтерпретацией материалов ГСЗ, полученных до 1965 г., когда начались исследования по программе «Комплексное изучение земной коры и мантии Земли»; б) метод последовательных приближений расчета осредненных разрезов по тонкой структуре годографов взрывов и землетрясений с последующим построением поля скоростей и корректировкой результатов методом поля времен; в) метод изучения времен пробега проходящих волн от очагов глубоких землетрясений; г) комбинированные исследования методом МОВЗ и взрывной сейсмологии.

Переинтерпретация материалов ГСЗ в 1966—1977 гг. проведена для профилей общей протяженностью около 1800 км. Исследования комбинированными методами взрывной сейсмологии и МОВЗ охватили профили общей длиной 1800 км. Протяженность обоих памирских профилей на территории СССР: Восточно-Памирского и Западно-Памирского около 1100 км.

Исследования по гравиметрии выполнены на основе фондовых материалов. Обработка и интерпретация данных велась с привязкой к сейсмическим профилям. При этом плотностной разрез увязывался со скоростным на тех участках, где это возможно, по кривой зависимости скорости продольных волн — плотность. Если не имелось данных сейсморазведки или наблюдаемые гравитационные аномалии не согласованы с сейсмическим разрезом, корректировка, детализация или дополнения плотностного разреза производились решением обратной задачи с применением методов, разработанных Е. Г. Булахом [3]. Плотностные разрезы построены по шести профилям общей протяженностью 2800 км. Построены также карты изолиний глубины залегания основных глубинных границ по гравиметрическим данным для значительной части территории Средней Азии. Для Памира и Южного Тянь-Шаня построение плотностных разрезов выполнено для основных профилей ГСЗ. Для всей территории Памира, части Таджикской депрессии и Южного Тянь-Шаня по гравиметрическим данным построена карта рельефа раздела M [3, 24].

Геомагнитное поле характеризует прежде всего неоднородности верхней части земной коры. Изучены и использованы материалы геомагнитных съемок, выполненных в 1950—1975 гг. производственными научными организациями Средней Азии.

Геотермические исследования проведены на территории Узбекистана, Киргизии и Таджикистана. Вместе с тем отбирался керн для исследования теплофизических свойств пород, а также для определения содержания в них урана, тория и калия. На основе этих данных построены схемы температурного поля, геотермического градиента и теплового потока для значительной

части территории Средней Азии [16]. В 1977 г. впервые удалось провести прецизионные измерения теплового потока в скважинах Западного Памира, пробуренных в пределах вулcano-тектонической депрессии и зоне Рушанского глубинного разлома.

Магнитотеллурические зондирования проводились в приташкентском районе, юго-западных отрогах Гиссарского хребта в предгорьях Нуратау. Наблюдения велись станциями МТЛ-6; 2; 71 и ЦЭС-1. Глубина залегания и мощность слоев с различным электрическим сопротивлением определялись по упрощенной методике эффективных S . На Восточно-Памирском профиле исследования МТЗ выполнены в рамках Памиро-Гималайского проекта. Результаты наблюдений обработаны, проанализированы и обобщены. Материалы МТЗ по Западно-Памирскому профилю в настоящее время обрабатываются.

Проведены детальные петрологические и геохимические исследования осадочных и магматических формаций, слагающих трассы профилей, их физических свойств, степени метаморфизма и рудоносности. Изучены новейшие тектонические движения.

Результаты исследований представлены разрезами по профилям и картами. На разрезы вынесены границы раздела и штриховками показаны значения скоростей, которые приближенно увязаны с петрографическими особенностями пород. Такая увязка не всегда однозначна. Гранитоидные породы обладают скоростями волн 4,5—6,7 км/с в зависимости от глубины залегания, степени раздробленности и других особенностей. Скорости в некоторых видах известняков сравнимы с их значениями для базальтов, залегающих на достаточно больших глубинах. Приближенно с учетом характера поверхностных образований и изменений в скоростях продольных волн с глубиной (давлением), которые можно вычислить по кривым Берча и Волларовича, сделана попытка охарактеризовать петрографический состав глубинных частей коры [6, 7]. В первом приближении в модели коры, кроме мезо-кайнозойского и палеозойского осадочно-вулканогенного комплексов, выделены такие слои:

1) «гранитоидный» (скорости 6,0—6,8 км/с, плотности 2,7 г/см³) слой делится на два подслоя: «гранит-1», или гранито-гнейсы (6,0—6,4 км/с), и «гранит-2», возможно диорит (6,5—6,7 км/с). Следуя Н. К. Булину, кровлю этого слоя условно назвали границей А;

2) «гранулито-базитовый» (6,9—7,2 км/с, $\sigma = 2,9$ г/см³) слой делится на два подслоя: 6,9—7,0 и 7,0—7,2 км/с;

3) «коро-мантийная» смесь (7,4—7,6 км/с) предполагается в самых низах коры на ряде дискретных участков, но есть основания предполагать ее наличие на более обширных территориях.

В коре встречаются также многочисленные волноводы с пониженными значениями скоростей волн P и особенно продольных волн, что свидетельствует о понижении модуля сдвига μ , т. е. о не вполне упругом состоянии пород. В верхней части разреза эти волноводы существуют в виде непротяженных слоев, формирующихся за счет чешуйчатости границ почти повсеместно. На территории Средней Азии отмечен мощный волновод, мозаично залегающий на глубине 25—35 км, мощностью 5—10 км со скоростями продольных волн 6,0—6,3 км/с, при скоростях выше и ниже 6,7—7,2 км/с и резко пониженной реакции на сдвиг. Это свидетельствует о квазипластическом состоянии пород волновода, который является подобием астеносферного слоя в коре и резко разграничивает сейсмичную и асейсмичную ее части.

Скорость продольных волн на разделе M варьирует от 7,8 км/с в горных районах и юго-восточной части Средней Азии до 8,4 км/с в пределах Туранской плиты. Значительные неоднородности скоростей мантии, по данным ГСЗ,

установлены на глубине 80—100 км, где скорости продольных волн варьируют от 7,8 до 8,6—8,8 км/с. На рис. 1 представлена схема распределения скоростей по разделу М и зоны повышенных и пониженных скоростей в мантии для значительной части Средней Азии. Многие данные требуют уточнения, однако даже по неполным данным намечаются некоторые закономерности. Для Северного Тянь-Шаня характерны пониженные скорости до глубины в несколько сотен километров под горными сооружениями в пределах

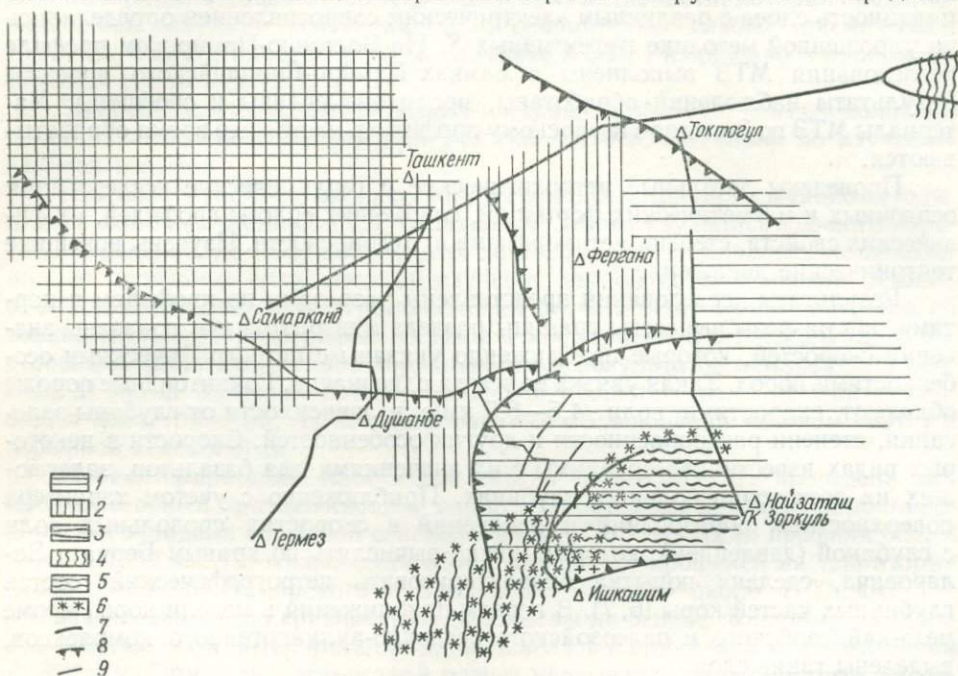


Рис. 1. Схема распределения скоростей продольных волн по границе Мохоровичича и зон повышенных и пониженных скоростей в мантии (данные Лукка, Винника и авторов) для части территории Средней Азии.

Скорости продольных волн (км/с): 1 — 7,8; 2 — 7,8—7,9; 3 — 8,2—8,4; 4 — зоны повышенных скоростей в мантии; 5 — зоны пониженных скоростей в мантии; 6 — зоны скопления очагов глубоководных землетрясений; 7 — зоны тектонических разломов в пределах Памира; 8 — некоторые крупнейшие разломы; 9 — интерпретационные профили.

хребтов Киргизского, Заилийского, Кунгей, Терской и Кокшаламатау (до 7,9 км/с). Самые низкие скорости отмечены в районе пиков Победы и Хан-Тенгри. Высокие скорости (8,15 км/с) характерны для Илийской впадины и территории восточнее оз. Иссыккуль [19]. В Таджикской депрессии и ее восточном и юго-восточном обрамлении наблюдается обратная закономерность. Под южной частью депрессии в диапазоне глубин 80—280 км скорость в верхней мантии 8,1—8,3 км/с, т. е. значительно меньше, чем под горными сооружениями Западного Памира, Афганского Бадахшана и Гундукуша (8,4—8,8 км/с). Последнему высокоскоростному блоку соответствует зона глубоководных Афганских землетрясений [14, 25]. Обнаружена зона пониженных скоростей в мантии вдоль широкой полосы, тянущейся с юго-запада на северо-восток через территорию восточного Памира от меридиана Хорога приблизительно до 73° в. д.

Строение верхней мантии под Памиром и Южным Тянь-Шанем очень сложное и требует дополнительных исследований. На рис. 2 приведена схема приближенного рельефа разделов А и М. Границы осложнены, имеют равный, чешуйчатый характер, особенно граница А. На рис. 2 не показаны не-

однородности, выражающиеся высокоскоростными включениями грибообразной, дискообразной формы в верхней части разреза, погружением массивов низкоскоростных пород на значительные глубины, наличием непротяженных волноводов. Сделана попытка отразить эти неоднородности на профилях проведением чешуйчатых границ, характеризующих кровлю слоев, лежащих выше границы А.

В целом результаты гравиметрии и сейсморазведки достаточно хорошо согласуются между собой. Полученные при подборе методом минимизации значительные ступени в рельефе плотностных границ в первом приближении

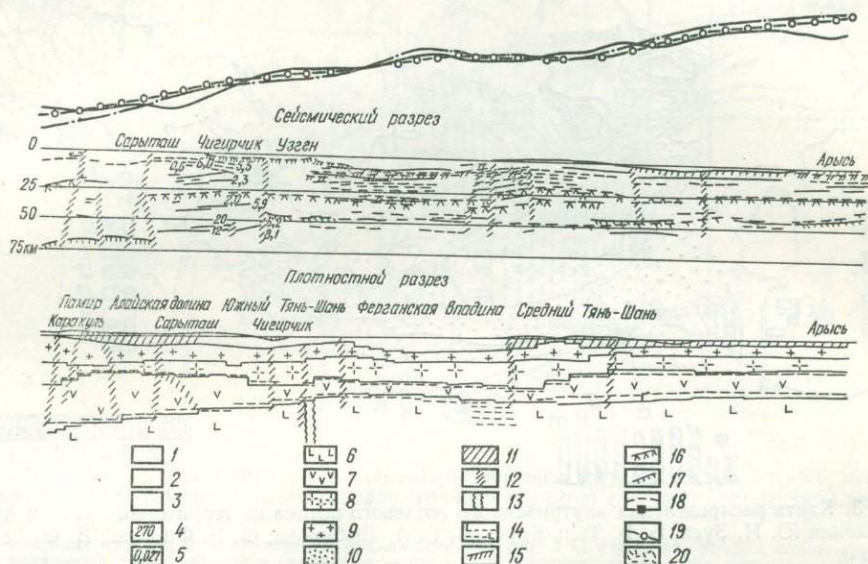


Рис. 2. Сопоставление сейсмического и плотностного разрезов по профилю Арысь — Ташкент — Ош — Каракуль — Зоркуль.

Аномалия силы тяжести: 1 — наблюдаемая, 2 — рассчитанная от 4 границ; 3 — рассчитанная от 2 границ; 4 — первоначально заданные, 5 — подобранные; слои: 6 — «подкорковый», 7 — базальтовый, 8 — диоритовый, 9 — гранитный; 10 — осадочный.

отождествлялись с зонами разломов, которые трассировались на глубину и увязывали в единое целое глубинную тектонику и геологическую структуру верхней части коры [3]. Определенные расхождения между сейсморазведочными и гравиразведочными данными отмечаются в областях, где обнаруживаются значительные плотностные неоднородности в мантии (см. рис. 5).

Поля теплового потока и температурное поле на территории Средней Азии очень неоднородны (рис. 3). Температура на срезе 1000 м в орогенных областях меняется от 40 до 100 и в платформенных от 30 до 60° С. Величина теплового потока варьирует от 1,1 до 4,8 МкКл/см²·с. В целом наблюдается повышение значений теплового потока в горных областях и понижение в депрессиях. Памир характеризуется достаточно высокими значениями теплового потока (2,8 МкКл/см²·с), температура сильно прогрессирует с глубиной. Юго-восточная часть Средней Азии характеризуется высокой дифференциацией геотермического поля, Туранская плита — сравнительно простой его структурой. Очень высоким тепловым потоком обладают некоторые глубинные разломы. На фоне этих общих закономерностей наблюдаются довольно резкие отклонения. Крупнейшие межгорные впадины Тянь-Шаня отличаются по своему тепловому режиму. В Ферганской впадине фиксируется

центральный минимум температур. Таджикская и Иссыккульская депрессии обладают сложной структурой температурного поля. Некоторые очень активные разломы, например Южно-Ферганский, не находят отражения на картах геотермического поля. Удовлетворительного объяснения этим отклонениям пока не найдено. Основные черты геотермического поля можно объяснить тремя факторами: а) прорывом теплового потока из глубины ман-

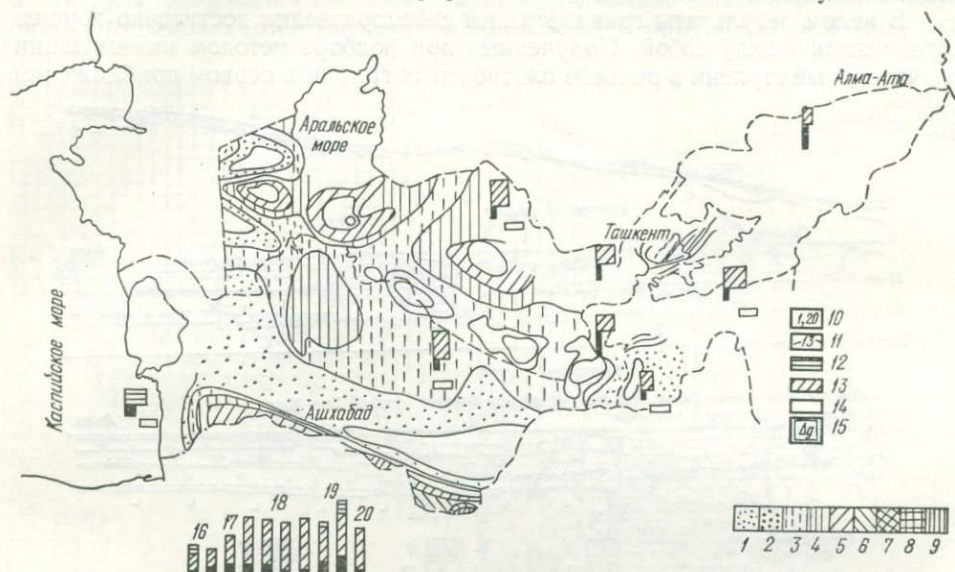


Рис. 3. Карта распределения внутриземного теплового потока на территории Средней Азии (составили Ю. Н. Зуев, Б. Б. Таль-Вирский, Е. А. Любимова, Ф. Б. Фирсова, В. Ф. Боросякова).

Зоны с преобладающими значениями теплового потока (мккал/см² · с): 1 — 0,9—1,1; 2 — 1,1—1,3; 3 — 1,3—1,5; 4 — 1,5—1,7; 5 — 1,7—1,9; 6 — 1,9—2,1; 7 — 2,1—2,3; 8 — 2,3—2,5; 9 — более 2,5; 10 — точки с вычисленным тепловым потоком и его значения; 11 — изолинии теплового потока; радиоактивная генерация тепла в породах слоев: 12 — осадочного, 13 — гранитного, 14 — базальтового; 15 — значение радиогенного теплового потока, генерируемого в земной коре; семейство диаграмм радиогенного теплового потока: 16 — Сурхандарьинская мегасинклиналь (а — Центральная часть, б — северная часть); 17 — юго-западные отроги Гиссарского хребта; 18 — центральная часть Южного Тянь-Шаня (а — Гиссарская зона, б — Алае-Туркестанская зона, в — Центрально-Кызылкумская подзона); 19 — Курамино-Ферганская зона; 20 — Южно-Каспийская впадина (а — Гограндаг-Чикишлярская зона, б — Прибалхашская зона).

тии; б) теплогенерацией пород, слагающих земную кору; в) вариацией теплового режима, вызванной вертикальными перемещениями блоков земной коры и связанными с ними осадконакоплениями.

Второй фактор поддается количественной оценке. Радиотермические геофизические и геологические данные позволили построить модели распределения радиоактивных источников тепла для оценки основных типов земной коры Южного Тянь-Шаня. При построении использованы две модели: а) постоянства генерации тепла в каждом слое земной коры и б) падение ее с глубиной по экспоненциальному закону. В зависимости от типа модели меняется соотношение тепловых потоков, генерируемых корой и верхней мантией, однако всегда наибольшая доля генерации приходится на «гранитный» слой. Исходя из модели постоянства термогенерации в пределах слоев, применяя методы теоретического решения тепловых уравнений, разработанного А. Н. Тихоновым [22], получена геотермическая модель вдоль профиля Арысь — Ош — Каракуль — Зоркуль. В настоящее время самый высокий тепловой поток на территории Средней Азии (4,8 мккал/см² · с) обнаружен на участке Северо-Ферганского разлома, отделяющего Кураминский хребет от Ферганы. Тер-

ритория, лежащая к северо-западу и юго-востоку от разлома, характеризуется сложным строением коры в самых верхних ее горизонтах, аномальными значениями скоростей поперечных волн, свидетельствующими о квазипластическом состоянии пород. Некоторые исследователи считают обрамление Курамы с юго-востока и с северо-запада, а частично и сам хребет огромным скоплением астенолитов. Значительная часть Памира, характери-

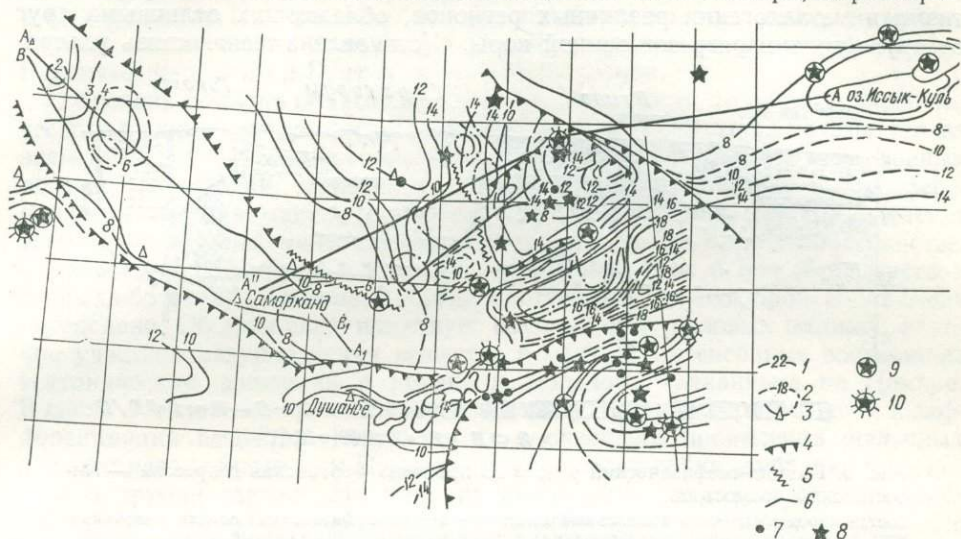


Рис. 4. Схема рельефа поверхности, характеризующейся скоростями продольных волн со значениями 6,0—6,4 км/с (условно кровли «гранитного» слоя) для части территории Средней Азии:

1 — изолиния глубин; 2 — неустойчивые участки; 3 — изолиния кровли высокоскоростных включений в верхней части разреза; 4 — некоторые крупнейшие разломы, известные по геологическим данным; 5 — те же, найденные по разрыву изолиний; 6 — интерпретационные профили; 7 — эпицентры некоторых сильнейших коровых землетрясений; классификация по величине K : 7 — $K = 13 \div 14$, 8 — $K = 14 \div 15$, 9 — $K = 16$, 10 — $K = 17 \div 18$.

зующаяся пониженными скоростями в мантии и повышенными тепловыми потоками, видимо, должна рассматриваться как участок сильного прогревания коры и верхней мантии мощными глубинными источниками тепла.

Материалы магнитотеллурического зондирования (МТЗ) выявили пока точечно несколько аномальных зон проводимости в коре и мантии. Наиболее крупными являются обнаруженные М. Д. Басовым слои пониженного сопротивления в мантии на глубинах 70 и 150 км. Зона пониженной проводимости выделена также в юго-западных отрогах Гиссарского хребта на глубине 70 км. На Восточно-Памирском профиле установлены два низкоомных горизонта на глубинах 30 и 70 км. Интересно, что на средних глубинах 30 км залегает общий для всей территории Средней Азии слой пониженных скоростей и повышенной пластичности.

Сейсмичность территории характеризуется картой эпицентров самых сильных землетрясений для части территории Средней Азии (рис. 4). На глубинный разрез вынесены очаги коровых ($M \geq 3,5$) и самых сильных ($M \geq 5,5$) мантийных землетрясений. Очаги коровых землетрясений образуют скопления в пределах гранитного слоя и лежащей выше толщи пород (рис. 5). Особенно сейсмогеничны впадины в кровле гранита. При этом вся впадина заполняется очагами слабых землетрясений ($M < 5$). По краям впадины в зоне максимальных градиентов на глубине залегания границы А и обычно под кровлей гранита формируются очаги самых сильных коровых землетрясений. Волновод, отмеченный почти повсеместно в Средней Азии

на глубинах 25—35 км, является, по-видимому, демпфером, отделяющим сейсмичную часть коры от асейсмичной. Глубокие очаги в мантии возникают только в небольшой области Средней Азии (Центральный и Южный Памир), отмеченной повышенными значениями V_p (упрочнение мантии) и вблизи неоднородностей в глубине залегания границы М.

Геологическими исследованиями выявлены специфические черты магматизма и металлогении различных регионов, обладающих отличными друг от друга типами разрезов земной коры. Установлена тесная связь ультра-



Рис. 5. Геолого-геофизический разрез по профилю Ферганская депрессия — Индостанский полуостров.

Состав пород и скорости продольных волн: 1 — неметаморфизованные осадки мезокайнозой; 2—3 — осадочно-метаморфизованные терригенные и вулканогенные породы палеозоя, мезокайнозой и верхнего докембрия (скорость продольных волн 5,0 и 5,3—5,4 км/с); 4 — карбонатные породы (известняки, доломиты, мраморы; $V_p = 5,5 \pm 7,0$ км/с); 5 — гранитоиды массивные и близкие к ним по свойствам породы (скорости вблизи дневной поверхности 4,5—5,5 км/с, на глубине — 6,0—6,4 км/с); 6 — гранито-гнейсы ($V_p = 5,5 \pm 5,9$ км/с); 7 — диоритовые гнейсы (6,5—6,5 км/с); 8 — амфиболиты (6,7—6,8 км/с); 9 — условно-гранулитовый слой (амфиболиты, гранулиты, доломитовые мраморы, эклогитизированные породы; $V_p = 6,9 \pm 7,2$ км/с); 10 — эклогитизированные породы «коро-мантийная» смесь; $V_p = 7,4 \pm 7,6$ км/с); 11 — перидотиты (вебстериты, лерцолиты, гарцбургиты), пикриты, эклогиты — верхняя мантия (7,8 ± 8,7 км/с); 12 — изоповерхность $V_p = 5,5 \pm 5,9$ км/с; 13 — изоповерхность $V_p = 6,0 \pm 6,3$ км/с (кровля «гранитоидного» слоя), 14 — изоповерхность $V_p = 6,9 \pm 7,2$ км/с (кровля «гранулитобазитового» слоя); 15 — изоповерхность $V_p = 7,8 \pm 8,2$ км/с — раздел Мохоровичича.

мафитов и мафитов (офиолитов) с глубинными, проникающими в верхнюю мантию, крутопадающими разломами (Кызылкумско-Южноферганским, Атбашинским, Акбайтальским, Пшартским и др.). Изучение геохимии мафитов и ультрамафитов, а также глубинных ксенолитов в трубках взрывов позволяет говорить о первоначальном перидотитовом составе верхней мантии, которая со временем в некоторых блоках меняется до состава пикритов. В результате дальнейшей дифференциации мантии могли выплавляться щелочные базальтоиды.

Исследования новейшей тектоники показали большую интенсивность современных движений, имеющих общую тенденцию воздымания. Интенсивность этих движений возрастает с северо-запада на юго-восток. В районе Гарма, на границе Южного Тянь-Шаня и Северного Памира скорость поднятия блоков вдоль Вахшского (Южно-Тянь-шаньского) разлома составляет 11—12 мм/год; в районе оз. Каракуль она превышает 50 мм/год. Амплитуда восходящих движений на Памире по ряду косвенных данных за антропогенное время (последние 9—10 тыс. лет) составила 5—6 тыс. метров. Установлена прямая корреляция между толщиной земной коры и интенсивностью восходящих тектонических движений. К этому выводу независимо пришли индийские исследователи в отношении Гималаев. Установлено также, что

степень метаморфизма пород меняется от зеленокаменной в Южном Тянь-Шане до амфиболитовой и гранулитовой в Юго-Западном Памире. Все породы Памира характеризуются пониженными плотностями, по сравнению с Южным и особенно Средним Тянь-Шанем. Особенно низкие значения плотностей ($\sigma = 2,58 \div 2,65 \text{ г/см}^3$) и скоростей сейсмических волн ($V_p = 4,0 \div 5,0 \text{ км/с}$) имеют гранитоиды и древние кристаллические породы Западного и Центрального Памира. Авторы склонны объяснить этот фактор интенсивностью тектонических движений и общим напряжением литосферы в зоне Рушано-Пшартского и Гунт-Аличурского разломов.

Сделана попытка объяснить основные особенности строения и энергетического режима тектоносферы Памира и Южного Тянь-Шаня на фоне тех же элементов, изученных для сопредельных территорий. Известно, что основным источником энергии, питающим процессы, происходящие в тектоносфере, является верхняя мантия и особенно ее астеносферный слой. Выделение энергии из верхней мантии дифференцировано во времени и пространстве. Очевидно, под Памиром и Южным Тянь-Шанем (как и под большинством горных областей) выделение энергии в астеносферном слое происходит очень интенсивно. Об этом свидетельствует высокий фон тепловых потоков, наличие участков разуплотнения вещества в мантии, интенсивные восходящие тектонические движения и признаки молодого вулканизма на Памире. В связи с тепловыми процессами в мантии идут фазовые превращения и дифференциация вещества. Результат их, — очевидно, проявления щелочных базальтоидов в Восточном Памире. Они образуют дайки, субвулканические тела и трубки взрыва. На кору процессы могут влиять двояко — через диапиризм и проникновение легких дифференциатов мантии в кору. По представлению В. В. Белоусова, образующиеся на поверхности астеносферы диапиры вспучивают литосферу, нарушают ее монолитность системой разломов. В пространстве между диапирами глыбы литосферы опускаются в низы коры и в верхнюю мантию [2]. Однако под влиянием импульса возбуждения в астеносфере более легкие продукты дифференциации поднимаются в кору, пропитывая ее. Некоторые геолого-геофизические материалы позволяют предположить, что фокальная зона глубокофокусных Памиро-Гиндукушских землетрясений в настоящее время является каналом, вдоль которого происходит выплавление и подъем базальтовых дифференциатов. Об этом свидетельствует повышенный тепловой поток ($2,8 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$) и наличие термальных источников. По данным геометрии, подобные каналы можно выделить в зонах Северо-Ферганского, Транс-Иссыккульского, Гиссаро-Кошкальского, Кугитанго-Байсунского, Караиль-Лянгарского глубинных разломов. Они являются, вероятно, авангардом теплового фронта, возникающего в верхней мантии в связи с тектономагматической активизацией. Наиболее интересна Северо-Ферганская зона повышенного теплового потока. Здесь в районе Шайдана в последнее время зафиксирован самый интенсивный тепловой поток ($4,8 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$), возможно, связанный с современной интрузивной деятельностью на глубине [23]. В зависимости от того, насколько интенсивно продолжают в коре процессы дифференциации, может наращиваться либо «базальтовый» (гранулито-базитовый) слой, либо «базальтовый» и «гранитный», либо только «гранитный». О возможности протекания процессов в коре в настоящее время свидетельствует наличие в ней астеносферных слоев, выраженных в волноводах, зависимость теплового потока и температурного поля от элементов современной тектоники, сосредоточенность всех элементов сейсмичности выше кровли «базальта», что говорит о пониженной вязкости пород этого слоя, которая способствует затуханию сейсмических напряжений и мобильности расплавов. Ранее предполагалось вероятное продолжение процессов дифференциации в низах

коры некоторых районов (например, северная и южная окраины Ферганской депрессии и др.) в форме интрузивного магматизма [23]. Эти предположения основывались на цикличности магматических процессов, аномалиях тепловых потоков и наличии «коро-мантийной» смеси. Авторы склонны это предполагать и в отношении других районов, особенно Центрального и Юго-Восточного Памира. Процессы дифференциации и выделения энергии в коре служат только отголоском подобных явлений в мантии, но играют заметную роль в современной жизни планеты.

В свете новых геолого-геофизических материалов процесс новейшего орогенеза представляется в определенной последовательности. «Возбужденная» астеносфера, расширяясь, выталкивает вверх разбитую глубинными разломами верхнюю мантию. Местами более легкие дифференциаты прорывают ее по ослабленным зонам (каналам) и, проникая в земную кору снизу, наращивают тем самым «базальтовый» слой. Происходят дифференцированные движения блоков системы и в более пластичном «базальтовом» слое начинаются процессы оттока материала из впадин и нагнетание в зоны поднятий по типу вертикального раздавливания в условиях изостазии. Выплавление легких дифференциатов из мантии в кору (в данном случае расплавов щелочных базальтоидов) формирует неравномерность нагрузки на поверхность различных уровней. Этим в тектоносфере создаются запасы потенциальной энергии, которые разряжаются в основном гидростатически — погружением нагруженных участков и всплыванием облегченных. Другим способом разрядки запасов потенциальной энергии может служить обмен веществ на границе поднятий и впадин, передавливание тяжелых компонентов коры в область впадин с заменой их легкими компонентами под хребтами. При этом возможно проникновение тяжелых компонентов в верхнюю часть коры в виде каплевидных скоплений, о чем может свидетельствовать сложность сейсмологического материала на границе поднятий и впадин. Мерой запаса потенциальной энергии в коре является интенсивность градиента глубин изоповерхностей заданного значения скорости, например границы А. Поэтому зоны высоких градиентов являются зонами повышенной сейсмичности и возникновения максимальных землетрясений. Необходимым условием разрядки запасов энергии в коре сейсмическими толчками является достаточная близость пород к чисто упругому состоянию. В зависимости от того, насколько близки породы в зоне контакта к чисто упругому или упруго-вязкому состоянию, процессы обмена веществом между этими образованиями и, следовательно, разрядки потенциальной энергии происходят либо плавным передавливанием с повышенным выделением тепла (Северо-Ферганский разлом), либо передавливанием со взломом пород (Южно-Ферганский разлом, Южно-Тянь-шаньский и Северо-Памирский разломы). В этом случае выделяется тепловая и сейсмическая, иногда (на Южно-Ферганском разломе) — только сейсмическая энергия. Количественной мерой разрядки энергии, накопленной в коре, с помощью сейсмических толчков является отношение скорости продольных и поперечных волн, которому уделяется большое внимание.

Один из видов разрядки запасов энергии — магматические процессы, в частности вулканизм, которые также могут сопровождаться толчками. Однако магматизм характеризуется редкой повторяемостью — около 170 млн. лет. Поэтому для районов Южного и Среднего Тянь-Шаня можно предполагать назревание (начало) таких явлений в виде интрузивного магматизма, а для Юго-Восточного Памира — затухание начавшихся еще в мелу и бушевавших недавно активных вулканических процессов. В неогене выплавление из астеносферы щелочных базальтоидных дифференциатов и их проникновение в верхние части земной коры привело к возникновению серии

даек, субвулканических тел и взрывчатых трубок в зонах Пшартского и Акбайтальского разломов. Эти крутопадающие и проникающие в мантию разломы зафиксированы по профилю Узген — Каракуль — Зоркуль — Нанга — Парбат во время работ по Памиро-Гималайскому проекту.

Следует отметить, что возможно не только наращивание коры за счет дифференциации вещества мантии, но и переработка вещества коры при погружении мобильного блока ее по системе глубинных разломов. Как следствие, возможно уплотнение вещества нижней части погруженных блоков и разуплотнение в приподнятых с возникновением зоны «коро-мантийной» смеси часто линзообразной формы. Возможно, именно этим процессом объясняется возникновение участков так называемой субокеанической коры на участках крупных прогибов [18].

В силу второго закона термодинамики в общем балансе энергии, выделяемой в процессе дифференциации и перестройки коры и мантии, большая часть ее должна приходиться на тепловую, меньшая — на чисто тектоническую и сейсмическую энергию как виды механической работы.

Все соображения, приведенные в последней части работы, являются рабочей гипотезой и только дальнейшие эксперименты могут превратить ее в теорию, когда одни предположения будут отброшены, другие дополнены и усилены, освобождены от противоречий.

На основании приведенных выше данных были сделаны некоторые выводы.

1. Общая мощность земной коры в Средней Азии варьирует в пределах 35—75 км. Отмечается тенденция к погружению поверхности к юго-востоку. Приблизительно можно выделить три ступени: Туранская плита ($H_m = 35 \div 40$ км), Южно-Тянь-шаньская ступень ($H_m = 40 \div 55$ км) и Памир с максимальной мощностью коры (55—75 км). Амплитуды колебания толщины коры для названных областей составляют соответственно ± 5 ; $\pm 7,5$; ± 10 км, т. е. максимальная дифференцированность коры на Памире.

2. Скоростной и плотностной состав коры меняется по площади — средние скорости и плотности понижаются к юго-востоку. На Памире и в восточной части Южного Тянь-Шаня значительная часть коры (13—25 км) характеризуется сравнительно низкими скоростями (от 3,5 до 4,0 — в мезокайнозойских отложениях до 6,0—6,3 км/с — в верхах «гранита»). На северо-западе уже при незначительных глубинах (6—9 км) скорости продольных волн меньше 6,0—6,3 км/с не встречаются. Такое же соотношение наблюдается при сравнении плотностей пород на соответствующих глубинах.

3. Под горными сооружениями обнаружена утолщенная кора и понижение средних скоростей, под впадинами — соответственно воздымание глубинных границ, кроме мезозой — фундамент, и более высокоскоростной и более плотный разрез консолидированной коры. Утолщение земной коры под горными сооружениями достигается за счет разрастания в равной мере «гранитного» и «базальтового» слоев, включая «коро-мантийную» смесь, иногда только «гранитного» или только «базальтового» слоев.

4. В соответствии с ростом средних скоростей в консолидированной коре возрастает граничная скорость волны М. Минимальна она под горными сооружениями (7,85 км/с), максимальна — под Туранской плитой (8,3 км/с).

5. Распределение скоростей в мантии очень сложное и не всегда конформно структуре коры. Под Памиром и восточной частью Южного Тянь-Шаня наблюдаются зоны как повышенных, так и пониженных скоростей в мантии.

6. Памир характеризуется очень высоким тепловым потоком, которому соответствуют зоны пониженных скоростей. Приблизительно можно утверждать, что тепловые потоки и дифференцированность геотермического поля

растут под горными сооружениями в зонах глубинных разломов, хотя имеются отклонения от этого правила.

7. По данным МТЗ, на Памире обнаруживаются разуплотненные зоны в мантии в тех же районах и на тех же глубинах, где фиксируется понижение скоростей продольных волн. Слои пониженной проводимости в коре обнаружены на тех горизонтах, на которых залегают астеносферные слои (по данным сейсморазведки).

8. Сейсмичность коры определяется дифференцированностью границы А, а мантии — степенью изрезанности рельефа раздела М, что объясняется большим запасом потенциальной энергии вблизи контакта областей с различной толщиной земной коры.

Часто глубинные неоднородности проявляются в виде разломов. В ряде случаев разломы отмечаются в глубине коры, в зоне ее неоднородностей, но еще не проявились на поверхности. Необходимым условием возникновения сейсмических толчков является достаточная прочность пород в зонах, прилегающих к разломам (высокие скорости продольных волн и значительная реакция на сдвиг). Области, под которыми предполагается астенолит, всегда слабо сейсмичны, даже при наличии высоких градиентов в глубине залегания границ раздела.

1. Атабаев Х. А., Атабаева М. Н., Бутовская Е. М. и др. Глубинное строение земной коры некоторых районов Средней Азии по данным сейсмологической съемки.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М.: Наука, 1977, с. 37—54.
2. Белоусов В. В. Основы геотектоники.— М.: Недра, 1975.— 222 с.
3. Булах Е. Г., Рожаницын В. А., Маркова М. Н. Применение метода минимизации для решения задач структурной геологии по данным гравиразведки.— Киев: Наук. думка, 1976.— 220 с.
4. Беляевский Н. А., Рябой В. З. Скорости распространения продольных сейсмических волн вдоль поверхности Мохоровичича для территории СССР.— Докл. АН СССР, 1969, 186, № 2, с. 309—312.
5. Булин Н. К., Трюфелькина Е. И. Использование обменных волн, регистрируемых при близких землетрясениях, для изучения глубинного строения земной коры.— Изв. АН СССР, Сер. геофиз., 1960, № 11, с. 1570—1579.
6. Волярович М. П., Байюк Е. И., Левыкин А. И., Томашевская И. С. Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах.— М.: Наука, 1974.— 222 с.
7. Волярович М. П., Лутц Б. Г., Киреевкова С. М., Сафонов И. Б. Скорости упругих волн, отношение и плотность при высоких давлениях у метаморфических пород гранулитовой фации.— В кн.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1978, с. 36—48.
8. Гамбурцев Г. А., Ризниченко Ю. В., Берзон Н. О. и др. Корреляционный метод преломленных волн.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.— 239 с.
9. Гамбурцев Г. А. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры.— Докл. АН СССР, 1952, 87, № 6, с. 943—946.
10. Гамбурцев Г. А., Вейцман П. С., Давыдова Н. И., Тулина Ю. В. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры на северном Тянь-Шане.— Бюл. Совета по сейсмологии, 1955, № 1, с. 32—41.
11. Годин Ю. М., Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С. Сейсмические исследования земной коры в районе Ферганской межгорной впадины.— Докл. АН СССР, 1960, 133, № 6, с. 45—60.
12. Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С., Таль-Вирский Б. Б., Шрайбман В. И. Строение земной коры и верхней мантии основных геоструктурных зон запада Средней Азии.— В кн.: Строение и развитие земной коры. М.: Наука, 1964, с. 133—138.
13. Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С., Ишутин В. В. и др. Региональные геофизические исследования в Средней Азии и их дальнейшее направление.— Сов. геология, 1963, № 12, с. 112—117.
14. Егоркин А. В., Астафьева М. И., Абрамсон Р. И. Глубинное строение юго-западного Узбекистана по данным региональных сейсмических исследований.— Сов. геология, 1965, № 6, с. 143—148.
15. Зуннунов Ф. Х., Эргешев Т. Э. Некоторые особенности строения земной коры Западного Узбекистана по данным ГСЗ и КМПВ.— В кн.: Земная кора Узбекистана.— Ташкент: Фан, 1974.— 287 с.

16. Зуев Ю. Н., Таль-Вирский Б. Б., Магдиев Р. А. Глубинный тепловой поток и некоторые его источники.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М.: Наука, 1977, с. 134—152.
17. Косминская И. П., Михота Т. Г., Тулина Ю. В. Строение земной коры в Памиро-Алайской зоне по данным сейсмического зондирования.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1958, № 10, с. 1162—1180.
18. Курбанов М. К., Ржаницын В. А. Построение плотностной модели земной коры Западного Туркменистана.— Геофиз. сб., 1978, вып. 82, с. 67—74.
19. Лукк А. А., Винник Л. П. Тектоническая интерпретация глубинной структуры Памира.— Геотектоника, 1975, № 5, с. 74—80.
20. Матвеева Н. П., Рябой В. З. Изучение строения верхней части мантии по данным глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ).— В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. Вып. 2. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1975, с. 94—109.
21. Ризниченко Ю. В. Об изучении сейсмического режима.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1958, № 9, с. 1057—1074.
22. Тихонов А. Н. О влиянии радиоактивного распада на температуру земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1937, № 3, с. 25—27.
23. Хамрабаев И. Х. Фации и формации магматических пород Узбекистана.— Ташкент: Фан, 1976.— 211 с.
24. Юсупходжаев Х. И., Хасанов П. Х. Гравитационное поле юго-западных отрогов Гиссарского хребта и Сурхан-Дарьинской впадины в связи со структурой земной коры.— Вспр. развед. геофизики, 1976, вып. 170, с. 18—21.

УДК 550.312.47-13

М. Е. Артемьев, Т. П. Белоусов

Институт физики Земли АН СССР, Москва

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ И АНОМАЛИИ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ ПАМИРА, ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ЗОНЫ ИХ СОЧЛЕНЕНИЯ

При совместном анализе новейших тектонических движений и изостазии ранее обычно проводились либо чисто качественные сопоставления планового положения участков движений разного знака и карт изостатических аномалий, используемых в качестве характеристик изостатического состояния, либо делались количественные сопоставления этих аномалий с амплитудами тектонических движений за этап новейшего развития 25—35 млн. лет, т. е. интервал времени, на два-три порядка превышающий характерный период времени восстановления изостатического равновесия [5, 6]. По-видимому, более полные результаты могут быть получены при сопоставлении геофизических характеристик, отображающих строение и изостазию земной коры, с количественными характеристиками тектонических движений за отрезки времени, максимально приближенные к современности, как голоцен, эпохи плейстоцена и неоген.

В результате многолетних исследований [16] составлены карты вертикальных движений земной коры Памира, Южного Тянь-Шаня и зоны их сочленения (рис. 1). На картах приведены данные об амплитудах суммарных вертикальных тектонических движений за голоцен — Q_4 ($0,01 \times 10^6$ лет), поздний плейстоцен — Q_3 ($0,1 \times 10^6$ лет), средний плейстоцен — Q_2 ($0,3 \times 10^6$ лет), ранний плейстоцен — Q_1 ($0,6 \times 10^6$ лет), конец олигоцена — неоген — P_3^2 — N (30×10^6 лет). Детальность этих карт позволила оценить средние амплитуды вертикальных движений за Q_4 , Q_3 , Q_2 , Q_1 , Q , N и $N - Q$ в пределах площадок размерами $10 \times 15'$.

В качестве характеристики изостатического состояния были использованы изостатические аномалии силы тяжести [7]. Кроме того, при последую-

щем анализе были использованы осредненные по площадкам 10×15 аномалии Гленни. Эти аномалии практически обусловлены плотностными неоднородностями в литосфере, ограниченными радиусом 222 км вокруг пунктов определения и глубинами порядка 100—200 км. Для рассматриваемой территории ранее были сопоставлены оцененные по сейсмологическим материалам значения мощности земной коры и аномалии Гленни [18], показавшие, что в этом районе основные особенности поля аномалий Гленни определяются изменениями мощности земной коры.

В процессе сопоставления между собой суммарных амплитуд вертикальных движений земной коры за отдельные промежутки новейшего времени, изостатических аномалий силы тяжести, аномалий Гленни и данных о современном рельефе Памира, Южного Тянь-Шаня и зоны их сочленения (см. рис. 1) была предпринята следующая попытка: 1) оценить степень унаследованности вертикальных движений земной поверхности в отдельные отрезки новейшего времени от предыдущих эпох; 2) оценить средние скорости вертикальных движений этих территорий в течение новейшего периода развития; 3) оценить дифференцированность новейших и четвертичных движений; 4) выяснить связь амплитуд вертикальных движений в отдельные интервалы времени и наблюдаемых изостатических аномалий; 5) выяснить связь амплитуд вертикальных движений с аномалиями Гленни, используемыми в качестве характеристики глубин до раздела Мохоровичича; 6) выяснить соотношения амплитуд неотектонических движений с высотами

современного рельефа и оценить на этой основе масштабы денудационного среза; 7) оценить роль изостатического фактора в развитии вертикальных движений некоторых районов и выявить чисто тектоническую компоненту этих движений.

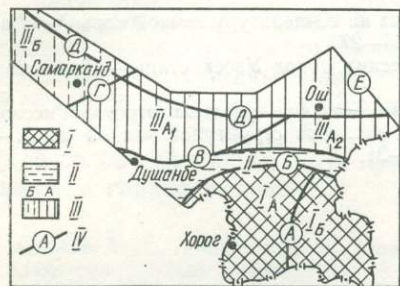


Рис. 1. Схема изученной территории: I — Памир: А — Западный, Б — Восточный; II — зона сочленения Памира и Тянь-Шаня; III — Южный Тянь-Шань: А — интенсивно активизированная эпигерцидская платформа (А₁ — Западный Гиссаро-Алай, А₂ — Восточный Гиссаро-Алай), Б — слабо активизированная эпигерцидская платформа (Нуратинско-Зирабулакская зона); IV — зоны глубинных разломов: А — Памиро-Гималайская, Б — Дарваз-Каракульская, В — Гиссаро-Кокшальская, Г — Западно-Тянь-шаньская, Д — Южно-Ферганская, Е — Таласо-Ферганская.

современного рельефа и оценить на этой основе масштабы денудационного среза; 7) оценить роль изостатического фактора в развитии вертикальных движений некоторых районов и выявить чисто тектоническую компоненту этих движений.

Определялась попарная корреляция следующих параметров в пределах каждого из трех регионов исследуемой территории: суммарных амплитуд вертикальных движений за голоцен Q_4 , поздний плейстоцен Q_3 , средний плейстоцен Q_2 , ранний плейстоцен Q_1 , четвертичный период Q , конец олигоцена — неоген N , период новейшего развития $N - Q$, локальных изостатических аномалий Δg_i , локальных аномалий Гленни Δg_r , высот топографического рельефа h . Их распределения близки к нормальному. В результате получены значения коэффициентов корреляции этих параметров R , их математические ожидания, т. е. средние значения \bar{M} , среднеквадратические отклонения σ , нормированные значения среднеквадратических отклонений $\frac{\sigma}{\bar{M}}$ и уравнения регрессии, связывающие попарно перечисленные параметры. Кроме того, оценивались средние значения скоростей вертикальных движений для отдельных отрезков времени. Для некоторых участков оценивалась также величина денудационного среза и средняя мощность новейших осадков по разности средней высоты современного рельефа и средней величины неотектонического поднятия, суммированной с высотой исходного рельефа перед началом эпохи горообразования.

Предполагалось, что эрозионно-денудационные процессы, приводящие к перераспределению на поверхности Земли больших масс горных пород, нарушают изостазию. Эти нарушения должны вызывать изостатические компенсационные движения. Поскольку размеры анализируемых участков значительные (Памир — 147 площадок $10 \times 15'$; Южный Тянь-Шань — 350;

Таблица 1. Обобщенные характеристики вертикальных неотектонических движений для отдельных интервалов времени и коэффициенты их взаимной корреляции, корреляции с аномалиями Гленни и изостатическими

Время	Регион	\bar{a} , км	\bar{a}_p , %	σ_a , км	$\frac{\sigma_a}{\bar{a}}$	\bar{v} , см/год	R					
							(α ; Δg_i)	(α ; Δg_T)	(α ; a_N)	(α ; a_{Q_1})	(α ; a_{Q_2})	(α ; a_{Q_3})
N	I	2,93	56,9	0,51	0,2	0,12	-0,1	-0,3				
	II	0,68	38,8	1,66	2,5	0,002	0,4	-0,4				
	III _A	1,06	46,7	1,35	1,3	0,004	0,6	-0,3				
	III _B	0,10	53,0	0,65	6,5	0,0003	0,3	-0,1				
Q ₁	I	0,44	8,4	0,14	0,3	0,072	-0,1	0,3	-0,1			
	II	0,13	7,4	0,09	0,7	0,022	0,4	-0,4	0,4			
	III _A	0,34	14,7	0,23	0,7	0,056	0,6	-0,4	0,6			
	III _B	0,034	18,3	0,09	2,6	0,006	0,3	-0,1	0,7			
Q ₂	I	1,23	23,8	0,16	0,1	0,409	0,0	0,2	-0,1	0,7		
	II	0,61	34,7	0,35	0,6	0,202	0,4	-0,9	0,6	0,6		
	III _A	0,57	25,3	0,41	0,7	0,191	0,5	-0,5	0,6	0,8		
	III _B	0,004	2,2	0,07	17,5	0,001	0,1	-0,2	0,4	0,6		
Q ₃	I	0,38	7,3	0,11	0,3	0,378	0,0	-0,1	0,3	0,7	0,7	
	II	0,26	14,6	0,12	0,4	0,256	0,4	-0,5	0,5	0,6	0,7	
	III _A	0,24	10,5	0,14	0,6	0,238	0,6	-0,4	0,6	0,8	0,9	
	III _B	0,03	18,3	0,04	1,3	0,034	0,4	-0,1	0,6	0,5	0,4	
Q ₄	I	0,18	3,4	0,04	0,2	1,78	-0,2	0,0	0,2	0,7	0,7	0,8
	II	0,08	4,6	0,04	0,5	0,81	0,5	-0,6	0,5	0,6	0,7	0,8
	III _A	0,09	3,9	0,05	0,6	0,88	0,5	-0,3	0,6	0,7	0,8	0,8
	III _B	0,01	7,5	0,01	0,9	0,14	0,2	0,2	0,6	0,7	0,7	0,6

Примечание: I — Памир; II — зона сочленения Памира и Тянь-Шаня; III — Южный Тянь-Шань. А — интенсивно активизированная эпигерцинская платформа (собственно Южный Тянь-Шань), Б — слабо активизированная эпигерцинская платформа (Нурагинско-Зирабулакская зона); \bar{a} — средняя амплитуда поднятия в соответствующий интервал времени; \bar{a}_p — амплитуда поднятия в % от суммарной величины поднятия за новейший период; σ_a — среднеквадратическое отклонение амплитуд поднятий отдельных площадок ($10 \times 15'$) в пределах соответствующих регионов от средней амплитуды поднятия региона; $\frac{\sigma_a}{\bar{a}}$ — нормированное среднеквадратическое отклонение; \bar{v} — средняя скорость поднятия; R — значение коэффициентов корреляции между амплитудами поднятий в соответствующий интервал времени α : (α ; Δg_i) — значениями изостатических аномалий, (α ; Δg_T) — значениями аномалий Гленни, (α ; a_N) — амплитудами неогеновых поднятий, (α ; a_{Q_1}) — амплитудами раннеплейстоценовых поднятий, (α ; a_{Q_2}) — амплитудами среднеплейстоценовых поднятий, (α ; a_{Q_3}) — амплитудами позднеплейстоценовых поднятий.

зона их сочленения — 57) и ограничены глубинными разломами, то при оценке изостатических смещений не учитывались напряжения, возникающие по их краям, т. е. считалось, что каждый участок компенсируется локально. В таком случае относительное изменение высоты рельефа Δh составит $\Delta h = (\Delta \rho / \rho) H$, где $\Delta \rho$ — разность плотностей низов коры и подстилающей ее мантии, а ρ — плотность снятого денудацией слоя H (или плотность осадков мощностью H). Значение $\Delta \rho$ составляет от 0,3 до 0,6 г/см³, величина ρ — около 3 г/см³. Следовательно, при снятии или наложении нагрузки Δh составит $0,1 + 0,2$ от H . Это означает, что амплитуды компенсационных изостатиче-

ских движений составляют 80—90% от мощности слоя, сформированного аккумулятивными или снятого эрозионно-денудационными процессами.

Для ряда участков рассматриваемых территорий таким способом были оценены средние величины компенсационных изостатических смещений. Исключив их из средних величин неотектонических вертикальных движений, можно было оценить для этих участков компоненту движений, обусловленную чисто тектоническими эндогенными процессами.

Значения коэффициентов корреляции являются мерой сходства изменения сравниваемых параметров. Например, если коэффициент корреляции амплитуд вертикальных движений для каких-то двух отрезков времени бли-

Таблица 2. Средние амплитуды неотектонических и изостатических вертикальных движений

Регион	\bar{a}_{N-Q} , км	\bar{a}_N , км	\bar{a}_Q , км	\bar{h}_0 , км	\bar{h}_T , км	\bar{h} , км	\bar{H} , км	$\Delta \bar{g}_t$	\bar{a}_t , км	$\bar{a}_{\text{тек}}$, км
I	5,14	2,92	2,22	0,50	5,65	4,24	-1,40	23	1,20	3,94
I _A	5,30	2,96	2,34	0,35	5,65	4,14	-1,50	19	1,30	4,00
I _B	4,48	2,93	1,55	0,55	5,05	4,51	-0,55	31	0,50	4,00
II	1,75	0,66	1,09	0,25	2,00	2,40	0,40	27	-0,35	2,10
III _A	2,27	1,05	1,22	0,40	2,67	2,39	-0,28	17	0,24	2,03
III _{A1}	3,16	1,67	1,50	0,50	3,36	2,80	-0,86	34	0,80	2,40
III _{A2}	3,91	1,84	2,07	0,50	4,40	3,30	-1,10	13	1,00	2,90
III _B	0,20	0,12	0,08	0,20	0,40	0,65	0,25	12	-0,20	0,40

Примечание: I_A — Западный Памир, I_B — Восточный Памир; III_{A1} — Западный Гиссаро-Алай, III_{A2} — Восточный Гиссаро-Алай; \bar{a}_{N-Q} , \bar{a}_N и \bar{a}_Q — средние амплитуды поднятий за весь новейший период, неоген и четвертичный период соответственно; \bar{h}_0 — предполагаемые средние значения высот регионов перед началом орогенических движений; \bar{h}_T — средние высоты теоретического рельефа ($\bar{h}_T = \bar{a}_{N-Q} + h_0$); \bar{h} — средняя высота современного рельефа; \bar{H} — средняя величина денудационного среза (—) или средняя мощность аккумулярованных осадочных пород (+) за новейший период; $\Delta \bar{g}_t$ — среднее значение локальных изостатических аномалий; \bar{a}_t — средняя величина компенсационного изостатического поднятия (+) или прогибания (—); $\bar{a}_{\text{тек}}$ — средняя величина поднятия, обусловленная тектоническими факторами (без изостазии). Остальные обозначения те же, что в табл. 1.

зок к I, то движения носят ярко выраженный унаследованный характер. Положительное значение коэффициента корреляции между изостатическими аномалиями и вертикальными движениями означает, что в соответствующий отрезок времени направление тектонических движений обратно направлению современного действия сил изостатического выравнивания.

Предполагая, что аномалии Гленни обусловлены в общих чертах рельефом раздела Мохоровичича, видим, что положительная корреляция их значений с амплитудами вертикальных тектонических движений в определенный интервал времени указывает на интенсивное поднятие в это время тех участков коры, где сейчас ее мощность относительно понижена. Наоборот, отрицательная корреляция указывает на то, что поднимались участки коры, имеющие в настоящее время повышенную мощность.

Значение σ — среднеквадратическое отклонение того или иного параметра от его среднего значения \bar{M} ; σ/\bar{M} — нормированное отклонение может рассматриваться в качестве меры дифференцированности параметра. Если σ/\bar{M} мало, то движения были слабо дифференцированными и весь участок смещался практически как целый блок. Если σ/\bar{M} велико, то в пределах участка дифференцированность движений была значительной. Эта мера относительна. Например, если для одного участка средняя величина поднятия

1 км при $\sigma = 1$ км, а для другого — 4 км при $\sigma = 1$ км, то дифференцированность движений первого участка будет в 4 раза больше, чем второго.

Кратко остановимся на некоторых результатах наших расчетов, приведенных в табл. 1—3. Предполагается, что в пределах Памира геосинклинальные условия развития завершились в начале кайнозоя, после чего он прерратился в складчатую страну [9, 14, 19]. В конце олигоцена начался этап новейшего тектонического развития, орогенические движения которого наложались на заключительную фазу замыкания альпийской геосинклинали [14]. Активизация восходящих тектонических движений привела к резкому воздыманию Памира. Средняя величина поднятия с начала новейшего этапа по конец неогена оценивается в 2900 м (табл. 1) при средней скорости поднятия 0,012 см/год. При этом дифференцированность движений была весьма незначительной ($\frac{\sigma}{M} = 0,17$).

В конце первой половины раннего плейстоцена в режиме движений произошло существенное изменение. Средняя скорость поднятия для раннего плейстоцена возросла до 0,072 см/год. Дифференцированность движений при этом несколько увеличилась (0,3). Важно отметить, что на фоне продолжающегося общего поднятия территории Памира в его пределах существенно изменилось плановое положение участков относительного поднятия и опускания. Коэффициент корреляции неогеновых и раннеплейстоценовых движений составляет — 0,1.

Полученные результаты (табл. 1 и 2) подтверждают мнение [11, 16], что со второй половины раннего плейстоцена в истории тектонического развития Памира начался качественно новый этап. В плейстоцене и голоцене тектонические движения носили устойчивый восходящий характер. Дифференцированность движений оставалась незначительной при четкой унаследованности плана локальных движений в Q_2 , Q_3 и Q_4 от движений Q_1 .

Средняя высота современного рельефа Памира 4240 м примерно на 1400 м ниже величины его неотектонического поднятия, суммированной с высотой исходного рельефа 5650 м (табл. 3). Эту разницу можно, по-видимому, принять в качестве средней величины денудационного среза Памира за период новейшего развития. При этом наблюдается существенное различие между его западной и восточной частями, граница между которыми проходит по зоне поперечного, вероятно, глубинного разлома, секущего вкрест простирающихся субширотные структуры Памира [11, 15]. Для Западного Памира средняя амплитуда неоген-четвертичного поднятия составляет 5300 м. Геологические данные позволяют предполагать, что перед началом орогенических движений высоты рельефа не превышали здесь 300—400 м [17]. Таким образом, при отсутствии эрозионно-денудационных процессов, средняя высота рельефа Западного Памира должна была бы достигать 5600—5700 м. Фактически она составляет 4140 м. Следовательно, денудационный срез может быть оценен величиной 1500 м (табл. 3).

Принимая высоту рельефа Восточного Памира перед началом активизации тектонических движений равной 500—600 м [14], величину денудационного среза оцениваем 500—600 м (см. табл. 3).

Изостатическое выравнивание должно привести к тому, что на Западном Памире при срезе 1500 м изостатический подъем территории составит 1200—1300 м. Вычитая эту величину из суммарного подъема территории за новейший период, определяем величину поднятия Западного Памира, обусловленную чисто эндогенными факторами. Она составляет около 4000 м.

Аналогично определяется величина изостатического поднятия Восточного Памира (450—550 м) и амплитуда чисто тектонического поднятия, которая также близка к 4000 м (см. табл. 3).

Полученные результаты позволяют предполагать, что без воздействия экзогенных факторов неотектоническое поднятие Восточного и Западного Памира было бы одинаковым. Можно предполагать, что Западный Памир поднят на 800 м выше Восточного только под действием изостатических сил, обусловленных большей интенсивностью эрозионно-денудационных процессов на Западном Памире. Более интенсивное поднятие Западного Памира имело место в основном в четвертичный период. На основе этого можно предполагать, что в это время происходил наиболее интенсивный вынос материала с территории Западного Памира, активно эродируемой реками, быстро развивалось изостатическое поднятие и происходила концентрация напря-

Таблица 3. Средние характеристики амплитуд неотектонических и четвертичных и аномалий Гленни и коэффициенты их взаимной корреляции

Регион	N - Q		Q		\bar{h} , км	σ_h , км	$\Delta \bar{g}_i$	$\sigma_{\Delta g_i}$
	\bar{a} , км	σ_a , км	\bar{a} , км	σ_a , км				
I	5,14	0,68	2,22	0,39	4,24	0,58	23	24
II	1,75	2,04	1,09	0,52	2,40	1,06	27	14
III _A	2,27	1,96	1,22	0,78	2,39	1,01	17	28
III _B	0,20	0,78	0,08	0,18	0,65	0,30	12	11
I, II	4,19	1,90	1,90	0,67	3,74	1,10	24	22
II III _A	2,18	1,98	1,19	0,74	2,40	1,09	19	23
I, II, III _A	3,12	2,18	1,52	0,80	2,99	1,24	20	24
II, III _A и III _B	1,72	1,97	0,94	0,80	2,00	1,17	17	21

Примечание: \bar{a} и σ_a — средние амплитуды поднятий за новейшее и четвертичное время и соответствующих средних амплитуд поднятий; \bar{h} — средние значения высот современного рельефа; σ_h — среднеквадратические локальных изостатических аномалий и их среднеквадратические отклонения; $\Delta \bar{g}_i$, $\sigma_{\Delta g_i}$ — средние значения амплитудами неоген-четвертичных поднятий и высотами современного рельефа ($a_N - Q$; h); между амплитудных поднятий и изостатическими аномалиями ($a_N - Q$; Δg_i) между амплитудами неоген-четвертичных аномалиями (h ; Δg_i) между высотами современного рельефа и аномалиями Гленни (h ; Δg_i). Остальные

жений по границе между Западным и Восточным Памиром. Именно следствием этих напряжений могла явиться регенерация древнего глубинного разлома, разделяющего эти блоки, и повышение здесь сейсмической активности.

Следует подчеркнуть, что в пределах Памира наблюдается слабая корреляция амплитуд неоген-четвертичных поднятий с высотами современного рельефа $R = +0,4$ и отсутствует корреляция амплитуд вертикальных движений со значениями аномалий Гленни и изостатических (см. табл. 1 и 2). Коэффициент корреляции локальных форм рельефа с аномалиями Гленни составляет 0,6. Это позволяет предполагать, что локальные структуры на разделе Мохоровичича возникли в четвертичное время в результате изостатической компенсации экзогенных форм рельефа.

Южный Тянь-Шань является эпиплатформенной горной страной. В течение всего мезозоя и большей части палеогена здесь сохранялись условия тектонического спокойствия, в результате чего была сформирована обширная поверхность выравнивания [9, 14, 22].

Как и на Памире, активизация тектонических движений началась здесь в конце олигоцена. Наиболее интенсивно уже в предчетвертичное время воздымалась территория, лежащая к востоку от Западно-Тянь-шаньского поперечного разлома, которая в дальнейшем будет называться нами собственно Южным Тянь-Шанем. Среднее поднятие этого региона за олиго-

цен — неоген (N в нашем обозначении) оценивается в 1060 м (см. табл. 1), при средней скорости поднятия 0,004 см/год. Нормированное стандартное отклонение достигает 1,3, что свидетельствует о сильной дифференцированности тектонических движений.

Усиление тектонических движений, выразившееся в повышении интенсивности восходящих движений, произошло в конце первой половины раннего плейстоцена (см. табл. 1). В последующие эпохи ($Q_2 — Q_4$) скорость поднятия Южного Тянь-Шаня направленно возрастала, составив в голоцене в среднем 0,88 см/год. Дифференцированность движений оставалась на уровне 0,6—0,7. Резкое отличие Южного Тянь-Шаня от Памира в сохраняю-

вертикальных движений, высот современного рельефа, величин изостатических аномалий

$\Delta_{g\Gamma}^-$	$\sigma_{\Delta g\Gamma}$	R					
		$(a_N - Q; h)$	$(a_Q; h)$	$(a_{N-Q}; \Delta g_I)$	$(a_{N-Q}; \Delta g_{\Gamma})$	$(h; \Delta g_I)$	$(h; \Delta g_{\Gamma})$
—344	43	0,42	0,20	—0,06	—0,12	—0,01	—0,57
—225	67	0,74	0,91	0,42	—0,54	—0,50	—0,87
—196	48	0,87	0,86	0,66	—0,41	—0,64	—0,54
—49	21	0,75	0,58	0,26	—0,03	—0,30	—0,49
—310	74	0,84	0,80	0,00	—0,73	0,02	—0,87
—196	55	0,84	0,86	0,59	—0,39	0,61	—0,59
—243	85	0,88	0,86	0,40	—0,61	0,38	—0,79
—162	78	0,86	0,90	0,57	—0,54	0,54	—0,78

вующие им значения среднеквадратических отклонений амплитуд поднятий отдельных площадок ($10 \times 15'$) от отклонения высот площадок ($10 \times 15'$) от средних значений высот регионов; $\bar{\Delta}_{g_I}$, $\sigma_{\Delta_{g_I}}$ — средние значения локальных аномалий Гленни и их среднеквадратические отклонения; R — коэффициенты корреляции между дами четвертичных поднятий и высотами современного рельефа ($a_Q; h$), между амплитудами неоген-четвертичных поднятий и аномалиями Гленни ($a_N - Q; \Delta g_{\Gamma}$), между высотами современного рельефа и изостатическими обозначения те же, что на рис. 1.

щейся от неогена унаследованности движений локальных структур, что проявляется в больших значениях коэффициентов корреляции амплитуд тектонических перемещений за различные интервалы времени (см. табл. 1).

Геологические данные позволяют оценить средние высоты рельефа Южного Тянь-Шаня перед началом тектонической активизации величиной около 400—500 м [14]. Можно оценить (табл. 3), что эрозионно-денудационные процессы удалили с Южного Тянь-Шаня слой мощностью около 280 м. Тогда средняя величина изостатического поднятия составит 250 м и величина поднятия, обусловленного чисто тектоническими факторами, около 2000 м.

Неотектонические движения рассматриваемой части Южного Тянь-Шаня наиболее интенсивно проявились в районе Гиссаро-Алая. В его пределах нами рассмотрены две зоны (см. табл. 3), расположенные к югу от Южно-Ферганского глубинного разлома и разделенные крупным разломом, прослеживаемым в северо-восточном направлении от г. Гарм на г. Исфайрам (см. рис. 1). Приняв высоту рельефа перед началом активизации 500 м (14) изостатическое поднятие этих участков оценивается 1000 и 800 м, а поднятие, обусловленное тектоническими причинами, 2900 и 2400 м. Как и на Памире, здесь уровень поля изостатических аномалий ниже в тех районах, где больше величина разгрузки, обусловленная денудационным срезом (см. табл. 3). Неогеновое поднятие восточных и западных районов Гиссаро-

Алая было практически одинаковым (1800 и 1700 м), а четвертичное поднятие восточного участка было на 600 м больше (2100 и 1500 м). Практически треть этой величины может быть обусловлена более интенсивным изостатическим поднятием восточного района, вследствие более активного развития эрозионно-денудационных процессов.

Существенное отличие от Памира состоит в том, что высоты современного рельефа Южного Тянь-Шаня хорошо коррелированы с амплитудами неоген-четвертичных вертикальных движений. Это, в частности, аргумент в пользу того, что экзогенные формы рельефа здесь конформны неотектоническим. Другой существенной особенностью Южного Тянь-Шаня является то, что изостатические аномалии силы тяжести, характеризующие современное изостатическое состояние территории, оказались коррелированным как с суммарными амплитудами неоген-четвертичных движений ($R \approx +0,7$), так и с амплитудами тектонических перемещений за отдельные интервалы новейшего времени ($R \approx +0,6$). Коэффициент корреляции изостатических аномалий с современным рельефом также составляет $+0,6$. Однако как суммарные амплитуды движений и величины смещений за отдельные интервалы времени, так и значения высот современного рельефа слабо коррелированы со значениями аномалий Гленни ($R = -0,4$). Это с большой вероятностью может указывать на то, что локальные тектонические движения в пределах Южного Тянь-Шаня имели ярко выраженную антиизостатическую направленность, а участки с различными значениями амплитуд неотектонических смещений и с различными отметками высот современного рельефа не находят четкого отображения в рельефе раздела Мохоровичича.

К западу от Западно-Тянь-шаньского глубинного разлома расположена Нуратинско-Зирабулакская зона Южного Тянь-Шаня (см. рис. 1), слабо затронутая неотектонической активизацией. Как видно из табл. 1, очень небольшие амплитуды движений, измеряемые десятками метров, сохранились в этой зоне на всех этапах новейшего этапа развития, причем относительная дифференцированность движений была очень значительной и достигала в Q_2 величины 17,5. Движения четвертичного периода наследуют в основном план неогеновых. Несмотря на очень малые амплитуды движений за отдельные интервалы четвертичного периода, наблюдается их коррелированность от эпохи к эпохе.

Средняя высота рельефа перед началом активизации 200 м. Тогда средняя высота современного рельефа должна была бы быть 400 м, т. е. на 250 м ниже существующего (см. табл. 3). Это можно объяснить тем, что в рассматриваемой зоне активно развивались депрессии, в пределах которых накаливался обломочный материал, формирующийся в результате денудации соседних высокогорных районов. Нагрузка этого материала должна была вызвать изостатическое опускание района примерно на 200 м, т. е. амплитуда тектонического поднятия территории уменьшена на 200 м изостатическими силами. Без этого воздействия средняя величина неотектонического поднятия Нуратинско-Зирабулакской зоны составила бы около 400 м.

Современный рельеф этой зоны хорошо коррелирован со значениями суммарных амплитуд неоген-четвертичных поднятий ($R = +0,75$). Однако дифференцированность рельефа на порядок меньше дифференцированности амплитуд неотектонических смещений (0,46 и 4,2 соответственно). Это указывает на то, что процессы денудации и седиментации существенно сгладили резкость форм тектонических структур.

Зона сочленения Памира и Тянь-Шаня окаймляет Памир с севера и северо-запада. Ее южной границей является Дарваз-Каракульский глубинный разлом. С севера она контролируется Гиссаро-Кокшаальским глубинным разломом (см. рис. 1).

Согласно данным, использованным в работе (см. табл. 1), неогеновое поднятие зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня составило всего 680 м. Неогеновые движения были дифференцированными. В целом вертикальные движения четвертичного периода наследуют план неогеновых. В отличие от неогеновых, вертикальные движения за отдельные этапы четвертичного периода отличались меньшей дифференцированностью. При этом скорость поднятия возросла к голоцену до 0,81 см/год. Характерно, что от эпохи нарастает унаследованность вертикальных движений. Это означает, что в четвертичный период не было резких перестроек в плановом положении областей поднятий и опусканий. Изменения происходили постепенно и были незначительными. Более существенные изменения плана вертикальных движений отличались на границе неогена и четвертичного периода. Движения в Q_1 очень слабо коррелированы с неогеновыми. На перестройку плана вертикальных движений после неогена указывает и то, что современный рельеф очень хорошо коррелирован с суммарными амплитудами движений за четвертичный период ($R = +0,9$) и хуже как с неогеновыми, так и с суммарными за весь период тектонической активизации (табл. 1 и 2). В частности, это может свидетельствовать о том, что на границе неогена и четвертичного периода существовавший тогда рельеф был сильно изменен экзогенными процессами.

На основании геологических данных высоты рельефа перед началом активизации приняты 200—300 м, тогда средняя толща осадков, накопившихся за этот период в зоне сочленения Памира и Тянь-Шаня, составляла 400 м (см. табл. 3). Под действием этой нагрузки должно было произойти изостатическое опускание территории примерно на 350 м. В результате можно оценить среднее чисто тектоническое поднятие зоны сочленения за период активизации величиной 2100 м, почти такой же, как чисто тектоническое поднятие Южного Тянь-Шаня. Различие в средних значениях суммарных амплитуд неотектонического поднятия этих территорий (~ 500 м) объясняется тем, что Южный Тянь-Шань испытал дополнительный изостатический подъем как область преимущественной денудации, а зона его сочленения с Памиром испытывала под действием нагрузки отложившихся в ней осадочных пород изостатическое опускание.

Значения изостатических аномалий силы тяжести слабо коррелированы как с амплитудами поднятий за отдельные интервалы времени, так и с суммарными смещениями за весь период активизации (см. табл. 1 и 2). Небольшой коэффициент корреляции этих аномалий и высот рельефа указывает на антиизостатический характер тектонических движений, однако недостаточно четко выраженный.

Аномалии Гленни плохо коррелированы с движениями за N и Q_1 , несколько лучше с движениями за Q_3 и Q_4 и за $N - Q$. Отмечается их очень хорошая коррелированность с движениями за Q_2 . Принимая, что аномалии Δg_r связаны с поведением раздела Мохоровичича, можно предположить, что основные особенности современного плана этого раздела возникли в Q_2 . Движения в Q_3 и Q_4 , коррелированные с движениями в Q_2 , завершили его формирование. Амплитуды суммарных вертикальных смещений за весь четвертичный период хорошо коррелированы с аномалиями Гленни, т. е. можно полагать, что локальная структура поверхности Мохоровичича создана в основном в четвертичный период. Хорошая корреляция современного рельефа с амплитудами четвертичных движений и обеих этих характеристик с аномалиями Гленни показывает хорошее выражение локальных топографических и неотектонических особенностей в рельефе раздела Мохоровичича: более поднятым блокам соответствует более толстая кора и наоборот. Эти же факты указывают на тенденцию к локальной компенсации отдельных блоков,

хотя положительная корреляция изостатических аномалий и высот рельефа может интерпретироваться в том смысле, что компенсация является неполной.

При реконструкции движений за период 30 млн. лет не все из полученных данных [16] оказались в равной степени достоверными. Это заставляет относиться к результатам их интерпретации как к предварительным.

Неотектонический этап развития в пределах рассматриваемой территории проявился прежде всего в активизации восходящих движений. На всех временных интервалах этого этапа опережающее, более интенсивное подня-

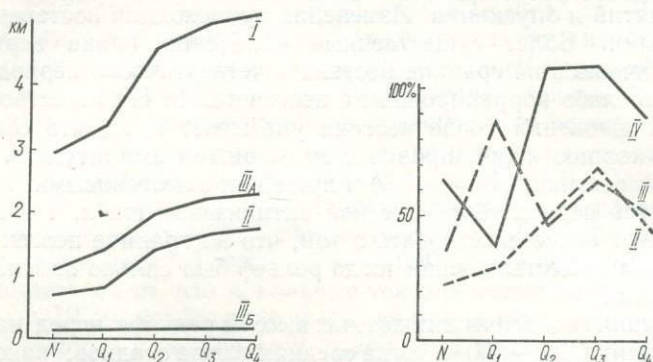


Рис. 2. Изменение средних амплитуд вертикальных движений в отдельные интервалы новейшего времени:

I — Памир; II — зона сочленения Памира и Тянь-Шаня; III — Южный Тянь-Шань: А — интенсивно активизированная эпигерцинская платформа, Б — слабо активизированная эпигерцинская платформа (Нуратинско-Зирабулакская зона).

Рис. 3. Изменение средних амплитуд вертикальных движений зона сочленения II и Южного Тянь-Шаня III, выраженных в % от средних амплитуд движений Памира, и изменение средних амплитуд тектонических движений зоны сочленения в % от амплитуд поднятий Южного Тянь-Шаня IV.

тие испытывал Памир. Важным обстоятельством является то, что амплитуды поднятий Памира, Южного Тянь-Шаня и зоны их сочленения в отдельные интервалы времени были коррелированными (рис. 2). Это свидетельствует о том, что при различии средних амплитуд поднятий отдельных регионов в соответствующие интервалы времени, принципиальные особенности развития процесса активизации тектонических движений обусловлены единой причиной.

На фоне общих закономерностей выделяются особенности развития тектонических движений в отдельных регионах. На рис. 3 показаны средние амплитуды поднятий Южного Тянь-Шаня и зоны его сочленения с Памиром в отдельные интервалы времени по отношению к средним величинам поднятия Памира в те же интервалы времени (%). Видно, что в раннем плейстоцене произошло относительное ускорение восходящих движений Южного Тянь-Шаня и амплитуда его поднятия составила 87% от поднятия Памира в этот же отрезок времени, тогда как неогеновое поднятие Южного Тянь-Шаня составляло только 36% от величины поднятия Памира. В это же время произошло относительно Памира некоторое усиление поднятия зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня (от 23% до 29%), однако воздымание зоны сочленения шло значительно медленнее по сравнению с Южным Тянь-Шанем. Амплитуда неогенового поднятия зоны сочленения составляла 64% от величины поднятия Южного Тянь-Шаня, а раннеплейстоценового только 37%. В последующие временные этапы (Q_2 — Q_4) Южный Тянь-Шань и зона его

сочленения с Памиром характеризуются почти одинаковыми средними значениями амплитуд восходящих движений, составляющими 45—68% от средних амплитуд поднятия Памира в эти интервалы времени.

Таким образом, на фоне сходства в характере изменения средних характеристик вертикальных движений основных участков рассматриваемой территории, наблюдается большая синхронность движений Южного Тянь-Шаня и зоны сочленения, особенно начиная со среднего плейстоцена.

Другой признак, указывающий на сходство развития вертикальных движений Южного Тянь-Шаня и зоны его сочленения с Памиром, — унаследованный характер движений в их пределах. Движения четвертичного времени наследуют в основных чертах план локальных неогеновых движений, который сохраняется в течение всего четвертичного периода. На Памире в раннем плейстоцене произошла существенная перестройка структурного плана, сформированного в неогене. Памир отличается от других регионов и по характеру дифференцированности движений. На Памире дифференцированность движений в несколько раз меньше, чем в других рассматриваемых регионах. В пределах Южного Тянь-Шаня и зоны его сочленения с Памиром этот параметр изменялся во времени синхронно. Наибольшая дифференцированность движений в этих регионах была в неогене.

Сопоставление данных о новейших тектонических движениях и современном рельефе с изостатическими аномалиями силы тяжести и аномалиями Гленни также дает черты сходства Южного Тянь-Шаня с зоной сочленения и указывает на их отличие от Памира. Полученные выше результаты позволяют предполагать, что Памир компенсируется изостатически регионально. Только на Западном Памире, где эрозионно-денудационные процессы создали расчлененный рельеф, коррелированный с аномалиями Гленни, существует тенденция к локальной изостатической компенсации.

В отличие от Памира в пределах Южного Тянь-Шаня выявлена коррелированность изостатических аномалий как с суммарными амплитудами неоген-четвертичных вертикальных движений, так и с высотами современного рельефа. Корреляция этих параметров с аномалиями Гленни очень слабая. Это свидетельствует о том, что отдельные участки коры в пределах Южного Тянь-Шаня поднимались против действия сил изостазии и изостатическое равновесие оставалось нарушенным. Близкие соотношения наблюдаются и в зоне сочленения Южного Тянь-Шаня с Памиром, хотя тенденция к изостатической компенсации топографических форм проявляется там более отчетливо.

Нуратинско-Зирабулакская зона отличается от остальных рассмотренных территорий прежде всего очень небольшими амплитудами вертикальных движений. Однако общий характер развития этих движений во времени и изменения их дифференцированности в отдельные интервалы сходны с развитием этих параметров на остальной части Южного Тянь-Шаня.

Для всех анализируемых регионов определены средние высоты топографического рельефа и средние значения аномалий Гленни. Как видно из рис. 4, существует близкая к линейной и хорошо выраженная зависимость между этими характеристиками. Средняя величина аномалий Гленни для каждого региона, очевидно, пропорциональна средней величине масс, компенсирующих топографический рельеф. Таким образом, между средними величинами топографических масс отдельных зон и величинами компенсационных масс существует зависимость, близкая к линейной. Заметно отклоняется от линейной зависимости только западная часть Гиссаро-Алая, для которой характерны наиболее интенсивные положительные изостатические аномалии. В региональном плане этот участок также далек от изостатической компенсации.

Полученные результаты показывают, что процессы денудации и осадко-накопления приводят к значительным изменениям поверхностной нагрузки на земную кору и к соответствующим компенсационным изостатическим движениям. Разделение Памира на западную и восточную части и появление или активизация разделяющего их разлома обусловлены действием изостатических сил, спровоцированных экзогенными процессами. Ранее было установлено [18], что нарушения изостатического равновесия вызывают значи-

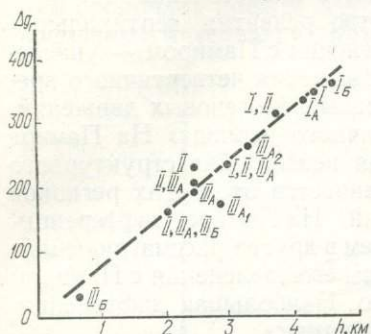


Рис. 4. Зависимость между средними высотами рельефа и локальными аномалиями Гленни Δg_γ :

I — Памир: *I_A* — Западный, *I_B* — Восточный; *II* — зона сочленения Памира и Тянь-Шаня; *III_A* — Южный Тянь-Шань, *III_{A2}* — Западный Гиссаро-Алай, *III_{A2}* — Восточный Гиссаро-Алай, *III_B* — Нуратинско-Зирабулакская зона; *I, II* — Памир и зона сочленения; *II, III_A* — зона сочленения и Южный Тянь-Шань; *I, II, III_A* — Памир, зона сочленения и Южный Тянь-Шань, *II, III_A, III_B* — зона сочленения и весь Южный Тянь-Шань.

13, 12, 21, 10]. Поднимаясь в поле силы тяжести, этот материал вызывает общее воздымание территории. Там, где возникают условия для концентрации этого материала, непосредственно под земной корой образуются поднятия, выраженные морфологически. Совместный анализ гравиметрических и сейсмологических данных для высокогорных районов Средней Азии [18] свидетельствует о большем разуплотнении верхов мантии в районах с отметками высот, превышающими 2,5 км, а сейсмологические данные [12] указывают на аномально понижение скоростей сейсмических волн под такими районами. Таким образом, общее поднятие территории и синхронность его развития на ее отдельных участках обусловлены аномальным, мобилизованным состоянием верхней мантии, ответственным за явления неотектонической активизации.

Геофизические признаки, такие как характер гравитационного поля и изостатического состояния, особенности подстилающей мантии, поля напряжений, ответственные за проявления сейсмической активности, и другие, показывают, что процессы, вызывающие эпиплатформенную и эпигеосинклиналиную орогенцию, существенно различны.

Геологические и особенно геофизические признаки эпигеосинклиналиных орогенов и генетически близких к ним структур типа островных дуг весьма специфичны и легко распознаются. К ним относятся такие характерные триады тектонических структур, как передовой прогиб (желоб), антиклинорий (островные дуги), срединный массив (окраинное море). Специфич-

тельные напряжения в земной коре, достаточные для возникновения сильных землетрясений. Наши исследования показывают, что напряжения в коре, обусловленные денудационным срезом Западного Памира, достаточны не только для возникновения сейсмичности на его границе с Восточным, но могут даже привести к нарушению сплошности земной коры.

Большой интерес представляет объяснение черт сходства и различия в протекании процесса неотектонического развития в пределах Памира, Южного Тянь-Шаня и зоны их сочленения. Можно предполагать, что общее и достаточно синхронное поднятие этих районов обусловлено теми же процессами, что и на остальной территории Центральной Азии, подвергшейся неотектонической активизации и простирающейся от Памира до Забайкалья. Комплекс геолого-геофизических данных позволяет связывать этот процесс с появлением в верхней мантии под всем этим регионом огромного количества аномально малоплотного и аномально разогретого материала [1, 4,

ны изостатические аномалии: максимумы, связанные с поднятиями фронтальной дуги, минимумы над передовыми прогибами и внешние гравитационные максимумы, располагающиеся с внешних сторон желобов и передовых изгибов. Возникновение последних связывается с изгибом литосферы под действием напряжений горизонтального сжатия. Вероятно, в континентальных условиях эти напряжения могут вызывать формирование изостатически некомпенсированных горстообразных поднятий, удерживаемых литосферой, прочность которой повышается благодаря наличию сжимающих напряжений. Для развития антиизостатических движений обязательна горизонтальная компонента перемещения масс и наблюдаемые изостатические аномалии над прогибами и поднятиями проще всего объяснить некоторым надвиганием областей поднятия на области прогибания. По сейсмологическим данным, во фронтальных зонах как альпийских орогенов, так и островных дуг преобладают близкие к горизонтальным напряжениям сжатия. Характерны проявления сейсмичности до глубин в сотни километров. Природа процесса, обуславливающего эти явления, остается недостаточно ясной. В данном случае существенна констатация факта различия внешних признаков процесса «неотектонической активизации» и эпигеосинклиналиного орогенеза.

Уже давно были отмечены геофизические признаки сходства Памира с другими горными сооружениями альпийского складчатого пояса и даже со структурами типа островных дуг [2, 3, 12]. Напряжения горизонтального сжатия, типичные для фронтальных зон альпийских орогенов и островных дуг, выявлены в результате изучения механизмов землетрясений для Северного Памира и особенно для зоны его сочленения с Южным Тянь-Шанем [23, 24]. Результаты геодезических исследований показывают сближение структур Памира и Южного Тянь-Шаня [20].

Можно предполагать, что в пределах рассмотренного региона основные геофизические и тектонические особенности — следствие интерференции результатов проявления двух типов глубинных процессов. Общее поднятие территории имеет ту же природу, что и в более восточных районах области неотектонической активизации. В результате передовой прогиб альпийской геосинклинали (зона сочленения) также вовлечена в общее поднятие и испытывала только относительное прогибание. Данные о вертикальных движениях на Южном Тянь-Шане и в зоне его сочленения с Памиром (дифференцированность, унаследованность движений, тенденция к развитию движений против изостатических сил) показывают, что прогиб представляет собой относительно опущенную часть коры Южного Тянь-Шаня. Исключительное поднятие Памира можно объяснить тем, что его воздымание в результате неотектонической активизации накладывается на поднятие, обусловленное процессами постгеосинклиналиного орогенеза. Интенсивность изостатических аномалий на Памире и в пределах зоны сочленения значительно меньше, чем в других районах Альпийской геосинклиналиной области, и это можно связать с характерной для областей неотектонической активизации близостью к изостатическому равновесию, обусловленной хорошим развитием астеносферы [4].

Однако процесс, обуславливающий эпигеосинклиналиный орогенез на Памире, ответственный, в частности, за глубокофокусную сейсмичность, воздействует и на прилегающие к нему участки литосферы с иной геологической прецедентной. Результатом может быть опускание в качестве передового прогиба южного блока Тянь-Шаня (зоны сочленения) и не типичные для области неотектонической активизации интенсивные положительные аномалии Южного Тянь-Шаня, которые можно рассматривать в качестве внешнего гравитационного максимума, обычного для альпийских геосинклинали и островных дуг. Не типичны для областей неотектонической активизации

зации, но характерны для передовых прогибов геосинклинальных зон механизмы землетрясений в зоне сочленения, указывающие на горизонтальное сжатие литосферы.

Данные, полученные в настоящей работе, показывают, что четвертичные вертикальные движения Памира, с одной стороны, и Южного Тянь-Шаня и зоны сочленения — с другой, характеризуются значительной большей общностью по сравнению с неогеновыми, а начиная со среднего плейстоцена полностью теряются индивидуальные особенности выявленных характеристик движений Южного Тянь-Шаня и зоны сочленения (см. табл. 1 и 2). Следовательно, можно предположить, что интерференция двух типов глубинных процессов, определяющая особенности новейшей тектоники региона, проявилась в полной мере, начиная с раннего плейстоцена. Именно тогда произошло относительное выравнивание скоростей вертикальных движений основных тектонических зон регионов, так как Южный Тянь-Шань испытал усиление поднятия, приобретя признаки внешнего вала альпийской геосинклинали. Одновременно зона сочленения испытала относительное прогибание в качестве передового Предпамирского прогиба. Все это, осложняемое эрозионно-денудационными и седиментационными процессами и компенсирующими их изостатическими движениями, происходило на фоне общего поднятия территории, обусловленного процессом «неотектонической активизации», первопричины которого следует, видимо, искать на больших глубинах по сравнению с процессами эпигеосинклинального орогенеза.

По нашему мнению, существует два основных типа глубинных процессов, обуславливающих проявления высокой тектонической активности. Возможно, они связаны причинно, как это предполагается, например, «новой глобальной тектоникой». Один из них обусловлен поступлением из недр больших объемов материала пониженной плотности. Проявления его, по-видимому, не обусловлены геологической предысторией, расположенной выше земной коры. На платформах он вызывает «эпиплатформенную орогению», но может проявляться и в районах альпийских геосинклинальных зон, интерферируя со специфическими процессами геосинклинального развития, как это происходит на Памире. В океанических районах этот процесс обуславливает, по-видимому, возникновение срединных океанических поднятий. Таким образом, «неотектоническая активизация» является понятием недостаточно конкретным, а «эпиплатформенный орогенез» отображает лишь частный случай этого глубинного процесса, для определения которого необходима специфическая терминология, отсутствующая в настоящее время.

1. Алексеев А. С., Лаврентьев М. М., Мухометов Р. Г. и др. Численный метод определения структуры верхней мантии Земли.— В кн.: Математические проблемы геофизики. Вып. 2. Новосибирск : Наука, 1971, с. 143—165.
2. Артемьев М. Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования.— М. : Наука, 1966.— 138 с.
3. Артемьев М. Е. О связи нарушений изостатического равновесия с сейсмичностью.— В кн.: Экспериментальная сейсмология. М. : Наука, 1971, с. 322—333.
4. Артемьев М. Е. Изостазия территории СССР.— М. : Наука, 1975.— 215 с.
5. Артемьев М. Е., Кабанов Ю. Ф., Юнаковская Ю. В. Опыт геологической интерпретации изостатических аномалий силы тяжести в области палеозонд Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 10, с. 56—66.
6. Артемьев М. Е., Балавадзе Б. К. Изостазия Кавказа.— Геотектоника, 1973, № 6, с. 20—33.
7. Артемьев М. Е., Досымов А. Изостазия Средней Азии.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 11, с. 11—21.
8. Артемьев М. Е., Дубровский В. А. О связи упругих напряжений в литосфере с нарушениями изостазии.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 10, с. 93—97.
9. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники.— М. : Госгеолтехиздат, 1962.— 608 с.

10. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материалов.— М. : Наука, 1966.— 124 с.
11. Белоусов Т. П. Тектонические движения Памира в плейстоцене — голоцене и сейсмичность.— М. : Наука, 1976.— 120 с.
12. Винник Л. П. Исследования мантии Земли сейсмическими методами.— М. : Наука, 1976.— 198 с.
13. Зорин Ю. А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий.— М. : Наука, 1971.— 168 с.
14. Крестников В. Н. История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии.— М. : Изд-во АН СССР, 1962.— 180 с.
15. Крестников В. Н., Штанге Д. В. О зоне Памиро-Гималайского глубинного разлома.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 7, с. 16—26.
16. Крестников В. Н., Белоусов Т. П., Ермилин В. И. и др. Четвертичная тектоника Памира и Тянь-Шаня.— М. : Наука, 1979.— 115 с.
17. Лоскутов В. В. О скорости новейшего поднятия Памира.— В кн.: Неотектоника и сейсмостектоника Таджикистана. Душанбе : Дониш, 1969, с. 35—42.
18. Нерсесов И. Л., Артемьев М. Е., Досымов А. Выделение плотностных неоднородностей высокогорных районов Средней Азии по данным гравиметрии и сейсмологии.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 5, с. 16—24.
19. Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР.— М. : Госгеолтехиздат, 1962.— 392 с.
20. Певнев А. К., Гусева Т. В., Одинов Н. Н., Сапрыкин Г. В. Закономерности деформаций земной коры на стыке Памира и Тянь-Шаня.— В кн.: Современные движения земной коры.— Братислава, 1977, с. 23—30.
21. Попов В. И., Таль-Вирский Б. Б., Попов А. И. Трансзиатский рифтовый пояс Наливкина.— Ташкент : Фан, 1978.— 167 с.
22. Синицин Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы.— Л. : Изд-во Ленингр. ун-та, 1960.— 219 с.
23. Широкова Е. И. О напряжениях, действующих в очагах землетрясений Средней Азии.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1961, № 6, с. 876—881.
24. Широкова Е. И. Детальное изучение напряжений и разрывов в очагах землетрясений Средней Азии.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 11, с. 22—36.

УДК 550.361 (234.853)

В. Е. Сальников

Институт геологии Башкирского филиала АН СССР, Уфа

ГЕОТЕРМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЮЖНОГО УРАЛА

Проведение геотермических исследований на Южном Урале и сопредельных территориях позволили получить сведения об основных чертах теплового режима этого региона [15]. В совокупности с имеющимися геологическими и геохимическими данными эти материалы дают возможность построить геотермическую модель Южного Урала.

В консолидированных областях, к которым относится и Южный Урал, стационарный тепловой поток в основном имеет радиогенное происхождение [4,7 и др.]. Определение радиогенной теплогенерации коры основывается на сведениях о содержании радиоактивных элементов (урана, тория, калия) в горных породах региона и прямых либо косвенных (по геофизическим материалам) данных о составе и мощности отдельных слоев коры. Обычно принимается слоисто-блоковая модель строения земной коры, соответствующая сейсмическому разрезу, т. е. выделяются осадочный, гранито-гнейсовый и «базальтовый» слои, и каждому слою приписывается некоторый интервал значений теплогенерации.

Радиогенная составляющая теплового потока рассчитана нами для западной части профиля ГСЗ Куйбышев — Темиртау с использованием литературных данных о содержании радиоактивных элементов в породах района исследований [12, 14 и др.]. По Уральской складчатой области литературные данные были существенно дополнены; по нашей коллекции, составленной

из 162 образцов пород Магнитогорского синклиория, в Невской экспедиции было определено содержание урана, тория и калия. Кроме того, для оценки теплогенерации нижних горизонтов были использованы материалы по другим районам. В соответствии с этими данными значения теплогенерации отдельных слоев должны находиться в следующих интервалах ($\text{мкВт}/\text{м}^3$): верхняя мантия — от 0,005 до 0,03; «базальтовый» слой — от 0,17 до 0,5; гранито-гнейсовый слой — от 0,9 до 2,3; осадочный слой — от 0,9 до 1,4.

Наблюдаемому распределению тепловых потоков может соответствовать бесконечное число вариантов распределения источников тепла, поэтому примем ряд ограничений. Одно из них — интервал вариаций величин теплогенерации отдельных слоев, приведенный выше. Вторым ограничением при выборе расчетной модели будет средняя теплогенерация коры, определенная по наблюдаемым тепловым потокам. Используя полученные нами средние величины теплового потока и данные о мощности коры [5, 9] для различных структурно-тектонических зон Южного Урала, получаем следующие значения средней теплогенерации коры ($\text{мкВт}/\text{м}^3$): восток Русской плиты 0,88; Бельская впадина 0,79; Юрюзано-Айская депрессия 0,88; Башкирский антиклинорий 0,69; Зилаирский синклиорий 0,73; Централно-Уральская зона 0,82; Магнитогорский синклиорий 0,49; Восточно-Уральский антиклинорий 0,76; Тургайский прогиб 0,76. Эти цифры являются максимальными средними, так как они получены в предположении сосредоточения всех источников тепла в коре. В качестве других граничных условий примем следующие: 1) положение границ слоев и блоков соответствует сейсмическому разрезу, причем кровлю «базальтового» слоя условно проведем по линии равной скорости 6,6 км/с; 2) теплогенерация «базальтового» слоя постоянно по всему профилю; 3) минимальное значение мантийной составляющей 4 $\text{мВт}/\text{м}^2$. Кроме того, для упрощения расчетов примем гипотезу о равномерном распределении источников тепла внутри каждого слоя.

Формулы расчета теплового потока для стационарных источников тепла имеют вид известных в гравиметрии соотношений. Это позволяет при решении прямой задачи использовать применяемые в гравиметрии палетки и аналитические способы расчета на ЭВМ. Программа вычислений на БЭСМ-4, составленная А. П. Черниковым, позволяла получать серию теоретических кривых распределения теплового потока при фиксированных границах раздела и переменных значениях теплогенерации в блоках. Две из этих кривых для западной части профиля ГСЗ Куйбышев — Темиртау, подобранные по наилучшему совпадению теоретических и наблюдаемых значений теплового потока, приведены на рис. 1. Отклонение наблюдаемых значений от расчетных не превышает ± 5 —8%, однако в одном варианте величина мантийной составляющей теплового потока принята равной 8 $\text{мВт}/\text{м}^2$, в другом — 4 $\text{мВт}/\text{м}^2$. Коэффициент тепловыделения в большинстве блоков изменится при этом незначительно (на 10—20%). Строго говоря, оба варианта практически равнозначны и без привлечения дополнительных критериев нельзя отдать предпочтение какому-либо из них, хотя теплогенерация верхней мантии изменяется в два раза.

В полученных моделях распределения источников тепла в земной коре обращает на себя внимание уменьшение теплогенерации гранито-гнейсового слоя на востоке территории. Если на западном участке профиля теплогенерация его практически равна теплогенерации в докембрийских образованиях Русской плиты, то восточнее она приближается к значениям, характерным для пород основного и среднего состава. Это, однако, хорошо согласуется с имеющимися данными о повышении основности верхней части кристаллического фундамента в Предуралье. Уменьшение теплогенерации можно связывать и с особенностями геологического развития региона. Рифей-вендский

и палеозойский базальтоидный магматизм не только увеличивал объем основных пород в разрезе, но и сопровождался интенсивными метаморфическими преобразованиями рифейского осадочного комплекса и дорифейского гранито-гнейсового слоя. В процессе метаморфизма, вероятно, происходил вынос радиоактивных элементов, что и обусловило снижение теплогенерации, особенно заметное в краевых частях платформы и миогеосинклинальной зоне, где интенсивность базальтоидного магматизма была больше.

Тепловыделение в осадочном чехле довольно постоянно. Незначительное повышение его в миогеосинклинальной зоне коррелируется с увеличением роли терригенных пород в разрезе. Необходимо отметить практическое

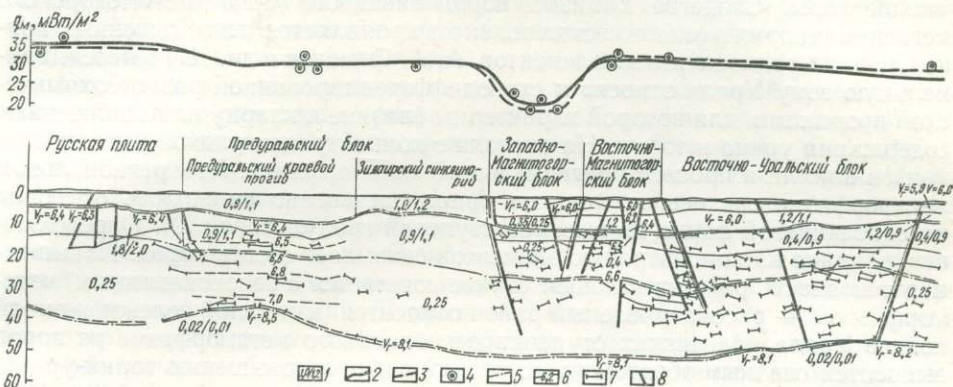


Рис. 1. Модель распределения источников тепла в земной коре Южного Урала:

1 — теплогенерация блоков (в числителе — при мантийном теплопотоке 8 мВт/м^2 , в знаменателе — при 4 мВт/м^2); 2 — теоретические значения теплового потока при мантийном теплопотоке 8 мВт/м^2 ; 3 — то же, при 4 мВт/м^2 ; 4 — наблюдаемые значения теплового потока с различной теплогенерацией; 5 — границы блоков с различной теплогенерацией; 6 — Сейсмический разрез по Н. Я. Кунину и Б. А. Хрычеву (1974); 7 — линии равных скоростей; 8 — отражающие площадки; C — тектонические нарушения

совпадение величин теплогенерации осадочного слоя и кристаллического основания в Предуральском блоке. Это совпадение может свидетельствовать о небольшом удалении областей размыва и осадконакопления. Такое мнение об образовании терригенных толщ на западном склоне Урала высказывали многие исследователи и ранее на основе геологических материалов, обобщенных в работе А. А. Пронина [11]. По своему химическому составу осадочные образования здесь приближаются к основным и ультраосновным породам, что, как отмечают А. Б. Ронов и А. А. Мигдисов [12], не соответствует среднему составу фундамента Восточно-Европейской платформы. По их мнению, этот факт можно связать с тем, что основная масса терригенного материала поступала не за счет разрушения щитов и более древних платформенных осадков, а привносилась из областей размыва орогенных поднятий, формировавшихся в Уральской области, сложенных преимущественно основными вулканическими породами. Таким образом, результаты, полученные различными методами, совпадают, что убеждает нас в реальности найденных значений теплогенерации на платформе и в Предуральском блоке. Несоответствие величин тепловыделения в гранито-гнейсовом слое на платформе в Предуралье также свидетельствует об изменении его состава, который на востоке становится более основным.

Интересной особенностью рассматриваемых моделей является чрезвычайно низкое тепловыделение в коре в пределах западного борта Магнитогорского мегасинклинория. Для удовлетворительного совпадения наблюдаемых и теоретических тепловых потоков во втором варианте при мантийной составляющей, равной 4 мВт/м^2 , пришлось по всей коре принять тепловыде-

ление, соответствующее «базальтовому», хотя традиционно здесь обычно выделяется и гранито-гнейсовый слой. В первом варианте ($q_m = 8$ мВт/м²) теплогенерация в верхней части также соответствует породам основного состава. Геофизические особенности Западно-Магнитогорского блока состоят в повышенной до 2,85—2,9 г/см³ плотности пород и аномально высоких скоростей сейсмических волн в верхах разреза. Весьма своеобразен петрографический состав слагающих этот блок толщ. Здесь широко развиты основные вулканиты натриевого ряда, крупные массивы гипербазитов и практически отсутствуют граниты и метаморфические гранитизированные породы. Некоторые исследователи [10] относят эти толщи к образованиям океанической коры. Сходство химизма пород западного борта Магнитогорского мегасинклинория и океанических толентов проявляется и в пониженных концентрациях радиоактивных элементов. А. А. Смыслов и др. [17] эвгеосинклинальную зону Урала относят к слабодифференцированной радиогеохимической провинции, для которой характерны близкие к кларку или пониженные содержания урана и тория. На снижение концентрации радиоактивных элементов влияли и процессы регионального метаморфизма. При региональном метаморфизме среднее содержание урана постепенно снижалось от пород зеленосланцевой фации до высоких ступеней гранулитовой [2]. Определяющее влияние на концентрацию элементов оказывает состав пород. Повышенная основность разреза в нашем случае сочетается с зеленокаменным метаморфизмом — рассматриваемый район относится к главной зеленокаменной полосе Урала. На низких ступенях регионального метаморфизма из пород выносятся главным образом уран, что приводит к повышению торий-уранового отношения. Для андезитов и андезит-базальтов западного борта Магнитогорского мегасинклинория величина торий-уранового отношения достигает 10—15, для других пород оно, как правило, больше четырех, что свидетельствует о выносе урана в верхние горизонты. Зоны привноса радиоактивных элементов были, вероятно, уничтожены эрозией, что также привело к уменьшению средней теплогенерации коры.

Принятые в первом варианте для Западно-Магнитогорского блока величины тепловыделения в верхней части разреза удовлетворительно совпадают с имеющимися данными о конкретизации теплогенерирующих элементов. На больших глубинах в связи с увеличением степени метаморфических преобразований содержание их быстро уменьшается. Значение теплогенерации порядка 0,25 мкВт/м³ для низов коры согласуется с представлениями о габбро-ультрабазитовом составе эвгеосинклинального основания [10]. Сочетание низкой теплогенерации, высоких скоростей сейсмических волн и повышенной плотности разреза сближает геофизическую характеристику западной части Уральской эвгеосинклинали с характеристикой земной коры океанического типа. Без привлечения геологических и геохимических данных причину такого сходства установить нельзя, поэтому подобную задачу автор перед собой не ставил.

О коровой природе Западно-Магнитогорской аномалии теплового потока свидетельствует и ее характер: четкая локализация, резкое изменение величины теплового потока на границах и зависимость его от вариаций содержаний теплогенерирующих элементов. В пределах восточного борта Магнитогорского мегасинклинория значения теплового потока достигают 30—35 мВт/м², тогда как на западе они не превышают 20—25 мВт/м². Это коррелируется с изменением возраста и состава толщ — на востоке мощность силуро-девонских пород сокращается, а верхнедевонских и каменноугольных увеличивается, более широко представлены кислые разности. Существенно изменяется химизм пород: повышается содержание щелочей с увеличением доли калия [1], растет концентрация урана и тория [3, 14], повы-

шается роль гранитоидов, особенно широко распространенных в зоне Восточно-Уральского поднятия, хотя их мощность ограничивается первыми километрами [9].

Принятые в расчетной модели значения теплогенерации для различных блоков подтверждаются имеющимися геолого-геофизическими и геохимическими материалами. Особенности распределения источников тепла в коре являются определяющими в формировании наблюдаемого теплового поля. Соответствие наблюдаемых и теоретических значений теплового потока можно получить и при несколько ином положении границ слоев и блоков и отличных от приведенных на рис. 1 величин тепловыделения в них. Однако общим для всех вариантов будет вывод о том, что на Южном Урале причиной аномалий глубинного теплового потока является неоднородность распределения источников тепла в земной коре.

Особо остановимся на величине мантийной составляющей теплового потока, поскольку она характеризует эндогенный режим территории. В рассматриваемых моделях она была принята довольно небольшой — 4—8 мВт/м². Косвенным подтверждением низкой величины мантийной составляющей является отсутствие заметных аномалий теплового потока, обусловленных региональными неоднородностями тепловых свойств разреза. По нашему мнению, значение порядка 4—8 мВт/м² близко к реальности, так как увеличение его приводит к необходимости снижать теплогенерацию в коре до неправдоподобно низких значений. В принятых моделях 70—80% наблюдаемого на поверхности теплового потока корового происхождения. В некоторых континентальных областях мантийная составляющая теплового потока достигает 20—30 мВт/м² [4], поэтому региональное уменьшение теплового потока на Южном Урале возможно и за счет ее низкой величины.

Анализ приведенных моделей распределения радиогенных источников тепла позволяет сделать вывод о том, что формирование зоны низких тепловых потоков на Южном Урале связано с двумя причинами — относительным уменьшением теплогенерации в коре, особенно в пределах складчатого Урала, и низкой величиной мантийного теплового потока.

При стационарных источниках тепла температура в пределах *i*-го слоя может определяться по формулам [18]:

$$T = T_n + \frac{1}{\lambda_0} \left(q_n - Q \frac{\Delta y}{y} \right) \Delta y \quad (1)$$

при постоянной теплопроводности внутри слоя и

$$T = \frac{1}{\alpha \lambda_0} \left\{ \left(1 + \alpha \lambda_0 T_n \right) \exp \left[\alpha \left(-Q \frac{y^2}{2} + q_n y \right) \right] - 1 \right\} \quad (2)$$

при изменении теплопроводности по закону

$$\lambda = \lambda_0 / (1 + \alpha \lambda_0 T), \quad (3)$$

где q_n — тепловой поток у поверхности слоя; y — глубина, отсчитываемая от поверхности слоя; λ — теплопроводность; Q — теплогенерация; α — температурный коэффициент теплопроводности.

Изменение средней теплопроводности отдельных слоев довольно незначительное: 1,8—2,0 Вт/(м·К) для осадочного и 2,4—2,7 Вт/(м·К) для гранито-гнейсового и «базальтового». Теплопроводность верхней мантии обычно принимается равной 2,5—4,5 Вт/(м·К) [7]. Экспериментальное изучение влияния температуры на теплопроводность горных пород показывает, что в диапазоне 100—500° С их взаимосвязь удовлетворительно выражена формулой (3) [13]. Значение температурного коэффициента теплопроводности можно вычислить по опубликованным результатам лабораторных исследований ее при различных температурах [13, 19 и др.]. Для осадочных пород оно равно $(0,6 \div 1,6) \cdot 10^{-3}$ мВт, для гранитов и диоритов $(0,2 \div 0,4) \times$

$\times 10^{-3}$ м/Вт, а для базальтов $(-0,01 \div 0,3) \cdot 10^{-3}$ м/Вт. Учитывая приближенность наших расчетов, значение температурного коэффициента теплопроводности примем постоянным в пределах слоя ($1,2 \cdot 10^{-3}$ — для осадочного и $0,4 \cdot 10^{-3}$ м/Вт — для гранито-гнейсового и «базальтового» слоев). Применение близких к максимальным величин коэффициента α приводит к некоторому увеличению температур. Также влияет на результат занижение величин теплопроводности. Поэтому при максимальных значениях α и минимальной теплопроводности при прочих равных условиях результаты вычислений будут характеризовать

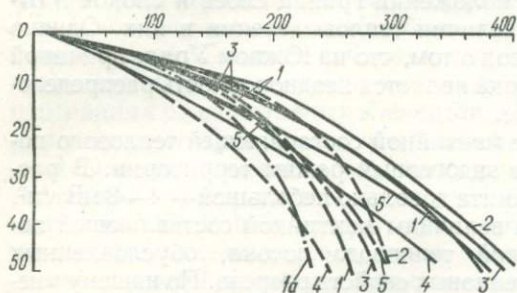


Рис. 2. Расчетные температуры в земной коре Южного Урала:

1 — восток Русской плиты; 2 — Предуральский прогиб; 3 — Зилаирский синклиорий; 4 — Магнитогорский мегасинклиорий; 5 — Восточно-Уральское поднятие. Сплошные кривые — при мантийном теплотокке 8 мВт/м², штриховые — 4 мВт/м², 1a — при постоянной теплопроводности.

верхний предел возможных значений температур. Использование формулы (1) при постоянной теплопроводности внутри слоя наоборот, дает значения, близкие к минимально возможным. Пренебрежение зависимостью теплопроводности от температуры допустимо только на малых глубинах, но уже на глубинах 20 км это приводит к занижению расчетных температур на 20—30° (рис. 2, кривые 1 и 1a).

Влияние лучистого теплопереноса при температурах 500—800°С пренебрежимо мало. Более существенное влияние ошибки определения теплового потока:

при 10%-ной погрешности его температура на поверхности M вычисляется с точностью $\pm 30^\circ$. Несколько больше ($\pm 50^\circ$) получается разброс расчетных температур из-за неточной оценки мантийной составляющей теплового потока. Общая погрешность вычислений глубинных температур составляет примерно 20—25%.

Температура коры и верхней мантии вычислялась для двух вариантов: при тепловом потоке из мантии, равном 8 и 4 мВт/м². Первый из этих вариантов дает наибольшие значения из возможных, второй — близкие к наименьшим (см. рис. 2). Осредненная термограмма щитов [16] довольно близка к термограммам, построенным по максимально возможным значениям температур. В пределах различных структурно-тектонических зон Южного Урала температуры на одноименных глубинах разнятся на 30—80°, возрастая в районах с мощным чехлом осадочных образований (см. рис. 2, кривая 2). С ростом глубины эта разница уменьшается и становится соизмеримой с ошибкой вычислений.

Полученные значения температур и геотермических градиентов позволяют уменьшить многозначность интерпретации геофизических данных, давая возможность оценить влияние конкретных термодинамических условий на физические свойства горных пород. Не претендуя на полноту анализа, в качестве примера использования геотермических данных при истолковании физических полей проведем сопоставление глубинных температур с результатами ГСЗ.

Опубликованные результаты лабораторных исследований [6, 20 и др.] показывают, что изменение скоростей продольных волн с ростом давления при давлении более 1 кбар примерно постоянно и равно 0,01—0,07 м/с·бар. Изменение скоростей с ростом температуры при атмосферном давлении более значительно: от $-0,5 \dots -3$ м/с·К в интервале 20—250°С до $-2 \dots -5$ м/с·К—

для температур 250—500° С. При одновременном воздействии высоких давлений и температур температурный градиент скорости уменьшается, причем выделяется три интервала, где его значения примерно постоянны: —0,3...—1,5 м/с·К до 110—150° С, —2...—5 м/с·К в интервале от 110—150 до 250° С и —3...—1,5 м/с·К при температурах 250—500° С [6].

В однородном по составу слое изменение скорости сейсмических волн с глубиной можно вычислить по формуле [8]

$$\frac{dV}{dz} = \left(\frac{\partial V}{\partial P} \right)_T \frac{dP}{dz} + \left(\frac{\partial V}{\partial T} \right)_P \frac{dT}{dz}.$$

Учитывая приближенность значений коэффициентов $\left(\frac{\partial V}{\partial P} \right)_T$ и $\left(\frac{\partial V}{\partial T} \right)_P$, мы ограничились оценкой области возможных величин градиентов скоростей. Расчеты были выполнены для востока Русской плиты и Магнитогорского мегасинклинория, т. е. для зон, наиболее резко различающихся по температурным условиям и характеру изменения скоростей. Наблюдаемые градиенты скоростей вычислены по данным, приведенным в работе [5]. До глубин порядка 25—30 км влияние уменьшения скорости за счет роста температуры преобладает над эффектом увеличения скоростей с возрастанием давления. Однако реально наблюдаемые по профилю Темиртау — Куйбышев вертикальные градиенты скоростей на глубинах до 30—35 км

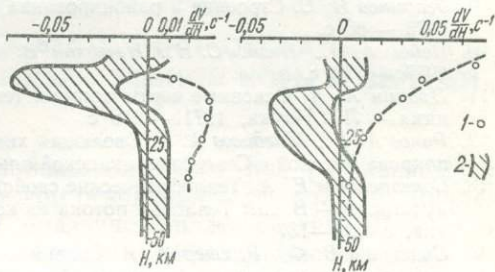


Рис. 3. Вертикальные градиенты скорости продольных волн на Южном Урале:

1 — наблюдаемые значения (по Н. Я. Куину, Б. А. Хрычеву, 1974); 2 — расчетная область изменения градиентов в зависимости от PT -условий.

в районе Южного Урала резко превышают величины, которые могут быть обусловлены влиянием термодинамических параметров (рис. 3). Поэтому правомерно считать, что вариации скоростей по разрезу в этом районе вызваны преимущественно изменением состава слагающих разрез толщ. Нельзя связывать с влиянием PT -условий изменение граничных скоростей по поверхности M : температурные условия на ней изменяются незначительно, хотя глубины варьируют в пределах 38—48 км. В зоне наибольшего погружения поверхности M , в Магнитогорском мегасинклинории, отмечается минимум теплового потока и связанное с ним погружение изотермических поверхностей. Поэтому регистрируемое по ГСЗ уменьшение граничных скоростей в эвгеосинклинальной зоне следует интерпретировать как связанное с латеральным изменением вещественного состава верхних частей мантии.

В рассматриваемом варианте геотермической модели Южного Урала величина геотермического градиента в большинстве структурно-формационных зон не превышает средних значений для щитов. Такая структура современного теплового поля связана с большой длительностью платформенного этапа развития этого региона, сменившего эпоху громадного расхода энергии и магматических масс. Послегерцинская консолидация коры сопровождалась, вероятно, быстрым уменьшением интенсивности дополнительных источников тепла, поддерживавших геосинклинальный процесс. Охлаждению низов коры и верхней мантии на позднегеосинклинальном этапе способствовало широкое развитие дизъюнктивных нарушений, служивших путями миграции глубинных флюидов. В настоящее время характер теплового поля Южного Урала определяется преимущественно радиогенной теплогенерацией и распределением неоднородностей тепловых свойств разреза.

1. *Аржавитин П. В., Аржавитина М. Ю.* Вулканогенные формации Магнитогорского мегасинклинория.— В кн.: *Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала.* Вып. 5, Уфа, 1972, с. 35—62.
2. *Белевцев Я. Н., Комаров А. Н.* Уран в метаморфических породах и процессах.— В кн.: *Радиоактивные элементы в горных породах.* Новосибирск : Наука, 1975, с. 133—140.
3. *Васильева В. И.* Уран и торий в кристаллических породах палеозойского фундамента Восточного Оренбуржья.— В кн.: *Материалы о содержании и распределении радиоактивных элементов в горных породах.* Уфа, 1972, с. 132—137. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 188, вып. 3).
4. *Дучков А. Д., Соколова Л. С.* Радиоогенный тепловой поток земной коры юга Сибири и юго-восточной Камчатки.— Новосибирск : Наука, 1975, с. 214—216.
5. *Кунин Н. Я., Хрычев В. А.* Изучение волноводов при исследованиях ГСЗ.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 11, с. 57—58.
6. *Лебедев Т. С., Шаповал В. И., Корчин В. А.* Новые данные о скорости продольных волн в горных породах при высоких термодинамических параметрах.— *Геофиз. сб.*, 1972, вып. 49, с. 9—28.
7. *Любимова Е. А.* Термика Земли и Луны.— М. : Наука, 1968.— 279 с.
8. *Магницкий В. А.* Внутреннее строение и физика Земли.— М. : Недра, 1965.— 379 с.
9. *Огаринов И. С.* Строение и районирование земной коры Южного Урала.— М. : Наука, 1973.— 86 с.
10. *Пейве А. В., Иванов С. Н., Нечухин В. М. и др.* Тектоника Урала.— М. : Наука, 1977.— 120 с.
11. *Пронин А. А.* Основные черты истории тектонического развития Урала. Каледонский цикл.— Л. : Наука, 1971.— 215 с.
12. *Ронов А. Б., Мигдисов А. А.* Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Североамериканской платформы.— *Геохимия*, 1970, № 4, с. 403—438.
13. *Сакварелидзе Е. А.* Теплофизические свойства горных пород из скважин Кольского полуострова.— В кн.: *Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли*, 1973. М. : Наука, с. 125—137.
14. *Салтыков В. Ф., Рихтер Я. А.* Сравнительный анализ поведения радиоактивных элементов в магматических формациях Южного Урала.— В кн.: *Радиоактивные элементы в горных породах.* Новосибирск : Наука, 1975, с. 121—125.
15. *Сальников В. Е., Огаринов И. С.* Зона аномально низких тепловых потоков на Южном Урале.— Докл. АН СССР, 1977, 237, № 3, с. 1456—1459.
16. *Смирнов Я. Б.* Методы интерпретации данных о тепловом потоке.— В кн.: *Тепловой режим недр СССР.* М. : Наука, 1970, с. 152—153.
17. *Смыслов А. А., Титов В. К., Шор Г. М.* Принципы радиогеохимического районирования складчатых и платформенных областей земной коры.— В кн.: *Радиоактивные элементы в горных породах.* Новосибирск : Наука, 1975, с. 204—208.
18. *Соколова Л. С.* Геотермический метод оценки температур земной коры.— *Геол. и геофиз.*, 1975.— с. 103—109.
19. *Справочник физических констант горных пород / Под ред. С. Кларка мл.*— М. : Мир, 1969.— 524 с.
20. *Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах / М. П. Волярович, Е. И. Баяк, А. И. Левыкин, И. С. Томашевская* — М.: Наука, 1974.— 222 с.

**Б. П. Дьяконов, Ю. П. Булашевич, Г. В. Астраханцев,
В. А. Бугайло, А. Г. Краснобаева, А. А. Кузнецов,
И. Ф. Таврин**

Институт геофизики АН СССР, Свердловск;

**Н. П. Ермаков, Б. А. Попов, Е. М. Ананьева,
В. С. Дружинин, К. П. Плюснин, М. С. Рапопорт,
В. М. Рыбалка, В. А. Таганов**

Уральское территориальное геологическое управление
Мингео РСФСР;

Б. В. Дорофеев

Свердловский горный институт

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ПОСТРОЕНИЯ КОМПЛЕКСНОЙ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ УРАЛА

Урал — внутриматериковая геосинклиналь линейного типа, развивавшаяся на раннедокембрийском кристаллическом основании в два больших цикла: позднедокембрийско-кембрийский и ордовикско-палеозойский. Для него характерны чрезвычайно широкий магматизм и разнообразие металлогенической специализации.

Глубинное строение Урала за последние 20 лет изучали Институт геофизики УНЦ АН СССР, Уральское территориальное геологическое управление Мингео РСФСР (Урал), Институт геологии Башкирского филиала АН СССР и Башкирское территориальное геологическое управление Мингео РСФСР (Южный Урал).

Основным материалом для разработки представлений о модели земной коры Урала, особенно на больших глубинах, являются данные геофизики. Однако геофизическая изученность региона разными методами весьма неравномерна, по ряду методов недостаточна и фрагментарна. Подробнее территория Урала освещена с помощью гравитационной и магнитометрической съемок. Глубинные сейсмические исследования по изучению разреза земной коры выполнены на трех пересечениях вкрест простираения уралид: Свердловскому, Красноуральскому (УТГУ, Институт геофизики УНЦ АН СССР) и Темиртау-Куйбышевскому (Мингео КазССР). Менее детальные исследования в основном методом МОВЗ проведены на Актюбинском, Эмбенском и Бергочурском пересечениях (АН КазССР).

В последние годы главным образом в пределах Тагильского и Магнитогорского прогибов проведены исследования МОВ и КМПВ по коротким профилям для изучения верхней части земной коры до глубин 10—20 км (УТГУ Мингео РСФСР, а на части Тагильского и Магнитогорского мегасинклинориев — методом пространственных зондирований с использованием промышленных взрывов (Институт геофизики УНЦ АН СССР, 1971—1978 гг., УТГУ Мингео РСФСР, 1976—1978 гг.).

Геоэлектрическая характеристика земной коры изучена на Свердловском и частично на Темиртау-Куйбышевском профиле с помощью МТЗ и МТП. Кроме того, с этой целью в 1975—1976 гг. проведено глубинное электромагнитное зондирование с применением МГД генератора в районе пос. Тюбук Челябинской области Среднего Урала (Институт геофизики УНЦ АН СССР).

На Урале в течение последних 8—10 лет исследуется распределение тепловых полей в структурах региона с измерением в скважинах (Институт геофизики АН СССР и Институт геологии Башкирского филиала АН СССР).

Обобщенная геолого-геофизико-геохимическая модель земной коры и верхней мантии Урала практически разрабатывалась в несколько этапов.

Первый разрез земной коры Урала получен в 1939 г. на основании сейсмических исследований по методу преломленных волн (организованных Геофизическим институтом АН СССР) в районе г. Коркино (Челябинская обл.). При этом были выявлены гранито-гнейсовый слой мощностью $h_1 \sim 10$ км; промежуточный слой $h_2 \sim 7$; «базальтовый» слой $h_3 \sim 12, 5$; габбровый слой $h_4 \sim 9$ км; подкоровый субстрат [1].

В дальнейшем представления о глубинном строении Урала развивались на основании гравитационных и магнитометрических наблюдений, при анализе которых высказан ряд предположений о возможном подъеме к поверхности Земли «базальтового слоя» и его увеличенной мощности в пределах Тагильского мегасинклинория и др. [2—4].

Детальное изучение глубинного строения Урала началось с проведения первых работ по сейсмическому зондированию (ГСЗ) на Свердловском и Темиртау-Куйбышевском пересечениях (1962—1965 гг.). Наиболее полно отражают строение и являются опорными данные ГСЗ на Свердловском и Красноуральском пересечениях, так как на Темиртауском профиле в интервале уралид не получено достаточно надежных материалов для верхней части разреза.

Особенности скоростной модели Урала

Сложность глубинной структуры Урала проявляется в значительной дифференцированности разреза по составу, а также в горизонтальном и вертикальном направлениях. Разрез меняется как вкрест простирания Уральской структуры (отражая особенности структурно-формационных зон Урала), так и по простиранию, коррелируясь с особенностями его поперечной зональности (рис. 1).

На сложность строения уралид, в первую очередь, указывают резкие колебания мощностей земной коры и ее слоев. Глубина залегания поверхности Мохо изменяется от 36—39 до 52 км; мощность «базальтового» слоя — от 15—17 до 36 км; мощности геосинклинальных осадков — от 2 до 16 км. Глубинные границы характеризуются значительной нарушенностью, сложными формами рельефа и, вероятно, большими смещениями (до 6—8 км) по зонам глубинных разломов. На границе раздела земная кора — верхняя мантия находится переходная зона, сложная по строению, мощностью от 2—6 до 10 км.

На основании анализа геолого-геофизических данных для основных сейсмических пересечений в границах Уральской геосинклинальной системы выделяется четыре продольных мегаблока, различающихся по скоростному разрезу: А — Западный (Приуральский); Б — Осевой (Уральский), В — Восточно-Уральский и Г — Зауральский [5]:

А. Западный мегаблок включает Предуральский прогиб, Западно-Уральскую внешнюю зону складчатости, Центрально-Уральское поднятие. Земная кора в пределах мегаблока близка к типичной модели земной коры Восточно-Европейской платформы. Мощность ее по простиранию уральских структур изменяется от 30 до 45 км. Мощность «базальтового» слоя — от 15 до 22 км указывает на гетерогенное строение этого мегаблока по простиранию. Поверхность кристаллического фундамента в Западном мегаблоке четко прослеживается на глубинах 3—12 км. Отличительной особенностью

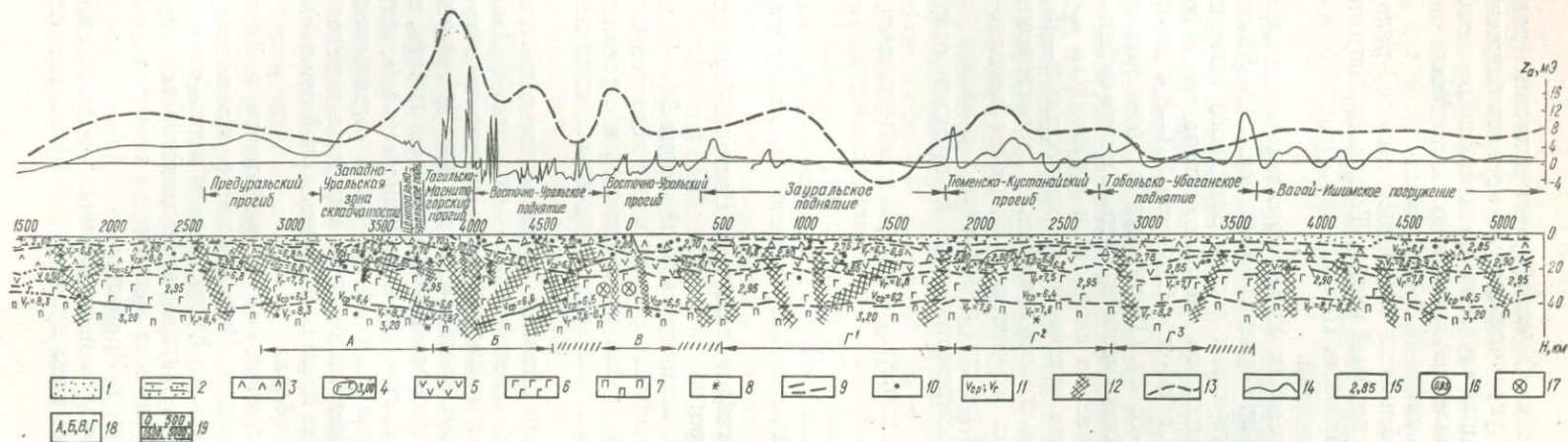


Рис. 1. Особенности скоростной и плотностной модели земной коры и верхней мантии Урала по Свердловскому профилю ГСЗ (Средний Урал):

1 — нерасчлененные мезо-кайнозойские образования Зауралья; 2 — поверхность осадочной, эффузивно-осадочной и метаморфической толщи палеозоя K_0 ; 3 — поверхность древнего фундамента или кристаллической коры K_{01} ; 4 — габбровые массивы; 5 — поверхность переходного (гранулитового) слоя K ; 6 — поверхность «базальтового» слоя K_1 ; 7 — поверхность Мохоровичича M (породы плотностью $3 \cdot 15 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$); 8 — поверхность Мохоровичича M^x с пониженной скоростью; 9 — отражающие границы; 10 — точки дифракции; 11 — средняя V_{cp} и граничная V_1 скорости продольных волн; 12 — зоны нарушения сейсмических границ и глубинные разломы; 13 — кривая Δg (в условном уровне); 14 — кривая z_a ; 15 — плотности слоев; 16 — величины теплового потока ($\text{мккал} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$; то же для рис. 2); 17 — примерное положение в разрезе земной коры относительно-проводящего слоя с $p < 1000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ (то же и для рис. 2); 18 — границы продольных мегаблоков Уральской геосинклинальной системы, выделенных по величинам скоростей и плотностей; 19 — положение и нумерация пикетов Свердловского профиля ГСЗ (то же для рис. 2).

На рис. 1 и 2 обозначены: 1 — Предуральский краевой прогиб; 2 — Западно-Уральская зона складчатости; 3 — Центрально-Уральское поднятие; 4 — Тагильско-Магнитогорский прогиб; 5 — Восточно-Уральское поднятие; 6 — Восточно-Уральский прогиб; 7 — Зауральское поднятие; 8 — Тюменско-Кустанайский прогиб; 9 — Тобольско-Кушмурунское поднятие; I — Пайхойский блок; II — Северо-Уральский блок; III — Тиманский блок; IV — Средне-Уральский блок; V — Магнитогорский блок; VI — Южно-Уральский блок; А — Западный мегаблок; Б — Уральский мегаблок; В — Восточно-Уральский мегаблок; Г — Зауральский мегаблок.

мегаблока от Восточно-Европейской платформы является повышенная раздробленность коры, которая увеличивается по мере приближения к осевой части Урала; наиболее крупный глубинный разлом на Среднем Урале - Бардымский, имеет восточное падение. Для поверхности Мохо характерны повышенные скорости верхов мантии (8,3—8,6 км/с).

Б. Наиболее рельефно особенности скоростной модели Урала проявились в Уральском мегаблоке, в который входит Тагильско-Магнитогорский прогиб, а также самая восточная часть Центрально-Уральского и западная часть Восточно-Уральского поднятий.

Строение земной коры в пределах Уральского мегаблока сложное как в верхней, так и в нижней части при средней ее мощности 42—52 км, существенно большей, чем в соответствующих частях Западного мегаблока. Для верхов мантии в отличие от Западного мегаблока характерно понижение граничных скоростей до 7,8—8,1 км·с⁻¹. Скорости 8,3—8,4 км·с⁻¹ появляются только на глубинах 55—65 км. Одновременно с понижением скоростей в мантии в земной коре мегаблока мощность коры в целом и «базальтового» слоя (до 30—35 км) возрастает, а скорости в «гранитном» слое (представленном эвгеосинклинальными отложениями мощностью 2—15 км) увеличиваются, что в комплексе с высокими значениями гравитационного поля можно объяснить повышенной их основностью. Наиболее высокие скорости для «гранитного» слоя (6,0—6,2 км·с⁻¹) отмечаются в западной (пограничной) части мегаблока, где прослеживаются мощные интрузии основных пород Платиноносного пояса.

Для Уральского мегаблока характерна наиболее интенсивная тектоническая нарушенность, подчеркнутая увеличением количества глубинных разломов в его пределах примерно в три-четыре раза (по данным ГСЗ) и возрастанием роли проницаемых разломов [6]. Поверхность фундамента в пределах мегаблока прослеживается нечетко и уверенно устанавливается только в поперечных поднятиях.

В. Восточно-Уральский мегаблок включает Восточно-Уральское поднятие и Восточно-Уральский прогиб.

Для мегаблока характерны мощность земной коры 38—44 км и «базальтового» слоя 20—22 км. Поверхность фундамента является четкой сейсмической границей; отмечается резкая контрастность в строении верхней части земной коры и сокращенная мощность переходного слоя на границе земная кора — мантия.

Г. Зауральский мегаблок представлен Зауральским поднятием и Тюменско-Кустанайским прогибом; имеет большое сходство с Западным и Уральским мегаблоками, однако наблюдаются и специфические отличия. Так, над Тюменско-Кустанайским прогибом, сложенным в северной части мощными толщами вулканогенных образований основного состава, не наблюдается столь четкого, как в Тагильско-Магнитогорском прогибе, погружения границы Мохо. Мощность коры порядка 38—42 км, а «базальтового» слоя 23—27 км. Как и в Уральском мегаблоке, здесь мощность переходной зоны у верхов мантии увеличивается до 10 км и появляется слой пониженных скоростей на восточной границе мегаблока.

Сейсмическая граница, соответствующая фундаменту в Зауральском мегаблоке, прослеживается уверенно. Интенсивности положительных гравитационных аномалий над Тюменско-Кустанайским прогибом и подобных аномалий над отдельными частями Тагильско-Магнитогорского прогиба во многом сходны. Однако в Зауральском мегаблоке значительно меньшая тектоническая нарушенность, чем в Уральском.

Приведенные выше характеристики выделенных продольных мегаблоков качественно сохраняются на всем протяжении Уральской геосинкли-

нальной системы, но для всех мегаблоков характерна значительная изменчивость по простиранию как в глубинах залегания отдельных границ, так и в скоростной характеристике образований. Так, глубина до поверхности Мохо даже в пределах Уральского блока меняется по простиранию от 40 до 50 км, что обусловлено влиянием поперечной зональности Урала.

Особенности гравитационной (плотностной) модели Урала

Гравитационное поле Урала весьма дифференцировано и несет обширную объемную информацию о строении верхних и глубоких частей разреза и характере связи поверхностных структур с глубинными. Сложное внутреннее строение земной коры и значительная неоднородность ее верхней части препятствуют построению гравитационной модели земной коры, интерпретируя только аномалии силы тяжести. Поэтому при разработке плотностной модели использовались данные о глубинах залегания отдельных слоев земной коры, полученные по результатам ГСЗ.

Гравитационная (плотностная) модель коры Урала (см. рис. 1) рассчитывалась как для осредненной модели, в которой для каждого слоя коры принималось среднее значение плотности, так и для модели, учитывающей резкую плотностную дифференциацию гранито-гнейсового слоя. При определении плотностей для глубоких границ земной коры использовались данные, опубликованные и полученные из анализа зависимости плотности от скорости, а также разные известные зависимости, например, предложенная Э. Булардом [7]:

$$\sigma = 0,233 V + 1,46.$$

Для верхней части разреза учтены полученные на Урале значения плотностей. При подборе распределения плотности учетом сейсмических данных также установлено, что строение земной коры Урала слоисто-блоковое. Для нее характерно нарастание плотности с глубиной, хотя в разрезе появляются слои с пониженной плотностью; скачки плотности на границах, как правило, невелики.

Плотностная модель земной коры Урала имеет следующие особенности:

1. Преобладание в разрезе пород повышенной плотности ($2,8-2,9 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$), что, по-видимому, является следствием возрастания основности коры, в том числе и для «гранитного» слоя.

2. Увеличенная мощность «базальтового» слоя и приближение его к поверхности Земли, особенно в пределах Уральского мегаблока.

Иными причинами нельзя объяснить резкое увеличение интенсивности аномалии Буге в пределах мегаблоков, особенно над Тагильско-Магнитогорским прогибом, где наблюдается наибольшее погружение границы Мохо.

3. Значительная плотностная неоднородность комплексов, слагающих «гранито-гнейсовый» слой земной коры Урала, где перемежаются блоки плотностью $2,6 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ с преимущественным развитием аналитических образований и блоки плотностью $3,0-3,4 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ с преимущественным развитием основных и ультраосновных образований.

Сложное блоковое строение Урала определяет характер гравитационного поля. Выделенные по специфике сейсмического разреза мегаблоки различаются и по особенностям гравитационных полей над ними. Западному мегаблоку соответствует сложное чередование блоков с повышенными и пониженными значениями аномалий силы тяжести, контуры изолиний которых имеют в плане секущее по отношению к уральским структурам простирание, прослеживаемое с Восточно-Европейской платформой. Наиболее четко это

проявилось на Среднем Урале. Характер региональных аномалий здесь объясняется гетерогенным строением фундамента. Интенсивность аномалий Буге, как правило, увеличивается над блоками, сложенными гнейсами повышенной плотности и амфиболитами, и понижается над блоками преимущественно с сиалическим составом пород фундамента и увеличенной мощностью слабодифференцированных рифейских образований. Локальные аномалии, обусловленные составом пород, слагающих верхние горизонты разреза, имеют уральское простираие.

В гравитационном поле особенно четко проявилось различие между Западным и Уральским мегаблоками. Интенсивная гравитационная ступень вдоль границы блоков обусловлена резким увеличением в разрезе Уральского блока образований повышенной плотности (увеличение мощности «базальтового» слоя до 33—35 км и увеличение в разрезе «гранитного» слоя образований основного состава), что является важной особенностью разреза Уральской эвгеосинклинали. По четко выраженной градиентной зоне аномалии силы тяжести проходит основная граница между мио- и эвгеосинклинальной зонами Урала.

Как в сейсмической, так и в гравиметрической моделях Уральский мегаблок выделяется как наиболее специфичный для всей Уральской эвгеосинклинали. Очень высокая интенсивность локальных максимумов силы тяжести над массивами Платиноносного пояса объясняется протяженностью их по вертикали до 10—12 км (ряд массивов на глубине, вероятно, сливающихся с «базальтовым» слоем).

По гравитационным данным, полоса непрерывного развития пород повышенной плотности (амфиболиты, габбро, ультрабазиты) прослеживается вдоль всей границы эвгеосинклинальной зоны Урала. Во всех остальных структурах региона, судя по интенсивности гравитационных аномалий, объем и мощность интрузивных образований основного состава значительно меньше. Исключение составляет только самая западная часть Восточно-Уральского поднятия, так называемый Петрокаменский блок, который также входит в состав Уральского мегаблока [8, 9].

К востоку от Тагильско-Магнитогорского прогиба мощность земной коры уменьшается до 35—40 км и соответственно уменьшается мощность «базальтового» слоя, при этом снижается интенсивность аномалий силы тяжести над участками развития пород повышенной основности (Восточно-Уральский и Тюменско-Кустанайский прогибы). По характеру аномалий можно предположить преимущественное развитие в этих структурах среди пород основного состава эффузивных разностей.

В гравитационном поле находит очень четкое отображение сложное строение зон поднятий, в пределах которых локализируются (вследствие широко проявленной поперечной зональности Урала) блоки, сложенные сиалическими комплексами с крупными гранитными интрузиями (им соответствуют интенсивные отрицательные аномалии силы тяжести), и блоки, где гранитный магматизм развит ограниченно и преимущественно развиты гнейсы повышенной основности, а также интрузивные и эффузивные образования основного состава (повышенное гравитационное поле с отдельными локальными минимумами). В прогибах поперечная зональность Урала в гравитационном поле проявляется изменением интенсивности аномалий силы тяжести, что, по-видимому, связано с изменением мощности образований основного состава.

Геоэлектрическая модель земной коры Урала

Несколько условно в весьма обобщенном виде геоэлектрической моделью земной коры и верхней мантии Среднего Урала можно считать схематический геоэлектрический разрез между пунктами Красноуфимск — Камышлов — Тюмень, опубликованный в 1972 г. А. Г. Краснобаевой [10].

В разрезе выделяется четыре слоя: верхний ($\rho_1 = 3000 \div 4000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) мощностью $h \sim 80 \text{ км}$ в западной и восточной части профиля и $h_1 \sim 120 \text{ км}$ — в эвгеосинклинальной зоне Урала; второй ($\rho_2 = 20 \div 30 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) мощностью $h_2 \sim 35 \text{ км}$; третий ($\rho_3 = 300 \div 1000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) мощностью $h_3 \sim 440\text{—}520 \text{ км}$; четвертый ($\rho_4 \sim 0,5 \div 1 \text{ Ом}\cdot\text{м}$).

Условно за геоэлектрическую модель только земной коры Среднего Урала для области между восточной частью Восточно-Уральского поднятия и западной половиной Восточно-Уральского прогиба можно принять схематический геоэлектрический разрез, опубликованный в 1979 г. Г. В. Астраханцевым, Б. П. Дьяконовым и др. [11] в результате индукционного электромагнитного зондирования (ГЭМЗ) с применением мощного импульсного МГД генератора.

В разрезе выделяются три слоя: покровные рыхлые образования мощностью 5—10 м (ρ_1 порядка 10—25 Ом·м); средний слабопроводящий слой мощностью 30—40 км ($\rho_2 \geq 25\,000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$); нижний относительно хорошо проводящий слой, залегающий на глубине ниже 35 км ($\rho_3 < 1000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$).

Таким образом, в результате индукционного зондирования на Урале условно выявлены относительно проводящие слои внутри «базальтового» слоя, что представляет интерес при оценке петрофизических характеристик и процессов тектогенеза в глубинных зонах. Авторы указывают на существенное различие в оценке проводимости земной коры. По МТЗ земная кора обладает продольной проводимостью 50—150 См, а по ГЭМЗ — 0,7—3,5 См [11].

Следует обратить внимание на то, что на глубинах 28—35 км на Свердловском профиле ГСЗ в зоне приведенных структур выделяется слой с пониженными скоростями (и плотности).

Геомагнитная модель земной коры Урала

Обобщенные представления о характере возмущающих магнитных объектов земной коры были получены на основании количественных расчетов, из которых следует, что нижние границы большинства магнитных масс находятся на глубинах 6—8 км, иногда — 10—12 км [4, 12]. По наиболее крупной Манчажской магнитной аномалии Предуралья установлено, что аномалия создается массами с вероятной магнитной восприимчивостью $(5 \div 10) \cdot 10^{-3}$ ед. СГСМ, находящимися на глубинах от 4—6 до 8—12 км, и, по-видимому, связанных в основном с поверхностью дорифейского фундамента [13].

Для Предуральского прогиба и Центрально-Уральского поднятия на участке вдоль Свердловского профиля ГСЗ получено схематическое распределение возмущающих магнитных масс в результате решения обратной задачи магнитометрии методом автоматизированного подбора с помощью ЭВМ (метод А. В. Цирульского, Н. В. Федоровой, Ф. И. Никоновой). Здесь предполагается локальное распределение магнитных масс примерно в интервале глубин 8—12 км в виде горизонтально лежащего эллипсоида ограниченной по вертикали мощности с магнитной восприимчивостью порядка $(4 \div 10) \times 10^{-3}$ ед. СГСМ. Возмущающие массы также, вероятно, связаны с поверхностью дорифейского фундамента. После проведения дополнительных расчетов и уточнения величины и направленности намагниченности, по-видимо-

му, могут быть выделены некоторые другие магнитоактивные объекты в земной коре Среднего Урала по этому профилю. Большинство выявленных региональных и локальных источников с кристаллическими породами фундамента, ближайшего к дневной поверхности.

Геотермическая модель земной коры Урала

Эта модель изучена весьма фрагментарно, что, в первую очередь, объясняется небольшим количеством буровых скважин, которые можно использовать для измерений теплового потока.

Результаты изучения температуры и тепловых потоков вдоль основных структурноформационных зон Среднего и Южного Урала иллюстрируются данными [14]. Величина теплового потока в зонах Восточно-Уральского поднятия, Тагильского и Магнитогорского мегасинклинориев $0,52—0,55$ мккал·с⁻¹·см⁻², а в зонах Западно-Уральской области внешней складчатости и Тюменско-Кустанайском прогибе — $0,82—0,84$ мккал·с⁻¹·см⁻².

Таким образом, если тепловые потоки краевых структур Уральской геосинклинали и докембрийских щитов близки, то потоки тепла в Тагильском и Магнитогорском мегасинклинориях и в пределах Восточно-Уральского поднятия — аномально низкие, почти вдвое ниже, чем на Восточно-Европейской платформе.

По представлениям авторов работы [14], низкие значения потоков, возможно, объясняются уменьшением источников тепла в земной коре и верхах мантии на Урале, что связано с увеличением основности пород и увеличением мощности гранулитобазитового слоя. Не исключено влияние на замеры тепловых потоков повышенной фильтрации вод из-за многочисленных проницаемых разломов, зон дробления и трещиноватости, что характерно для Тагильского и Магнитогорского мегасинклинориев.

Петрографическая модель земной коры и верхней мантии Урала

Петрографические модели земной коры Урала с определенной степенью достоверности построены по многим профилям для верхней дифференцированной части земной коры до глубин 10—12 км. На эти глубины экстраполировались сведения о плотностях и скоростях, полученные при изучении горных пород Урала, а также в случае проведения совместных сейсмических и гравиметрических построений моделей.

Существенное уточнение петрофизических моделей может быть достигнуто при совместном использовании данных сейсмоки продольных и поперечных волн; однако подобных разрезов через Урал было проложено немного из-за сложности регистрации поперечных волн.

По этой методике впервые оценивался характер вещества верхов мантии земной коры в трех зонах Урала: Западной, Центральной и Восточной, в результате чего установлено следующее:

1. В эвгеосинклинальной зоне Урала (Уральский мегаблок) породы, залегающие ниже раздела Мохо, вероятно, близки к дунитам и содержат небольшое количество летучих. Для них характерно отсутствие серпентинизации. В Зауралье (Восточно-Уральский и Зауральский мегаблоки) верхняя мантия, возможно, также представлена мономинеральными породами типа дунитов, но без летучих.

2. Для Среднего Предуралья и восточной окраины Восточно-Европейской платформы (Западный мегаблок) вопрос о составе верхней мантии менее

изучен. Наряду с оливином здесь может находиться 30—40% шпинели (для пироба), или развиты эклогиты с содержанием пироба до 55%.

Таким образом, если в эвгеосинклиальной зоне Урала и в Зауралье физическая природа границы раздела Мохо, по-видимому, химическая, то в Предуралье и примыкающей к нему окраине платформы не исключен фазово-химический переход на границе Мохо. Этот метод построения петрофизической модели применен и для изучения верхней части коры [15].

Геодинамическая модель земной коры Урала

В результате изучения напряженного состояния горных пород методами полной и частичной разгрузки в подземных выработках и результатов моделирования распределения напряжений установлено, что вкрест простирания структур Урала действуют горизонтальные сжимающие напряжения, обуславливающие сжатие региона, что является главной особенностью геодинамики Урала. Величины измеренных горизонтальных напряжений существенно превышают теоретически вычисленные для соответствующих глубин по весу пород. Следует обратить внимание на концентрацию напряжений в зоне, примыкающей с востока к Уфимскому выступу Восточно-Европейской платформы, которому соответствует повышенная раздробленность коры [16—18].

Особенности комплексной модели строения земной коры Урала

В результате краткого анализа геофизических моделей и геологических данных устанавливаются следующие особенности комплексной модели земной коры Уральской геосинклиальной системы (рис. 2).

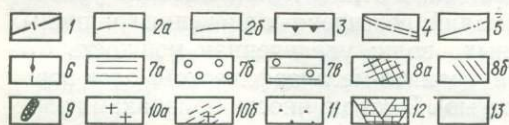
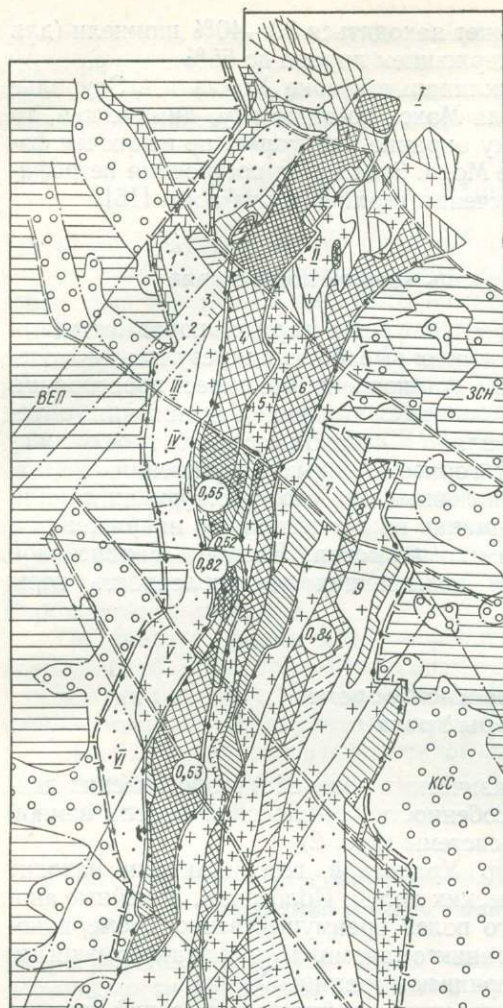
1. Линейный характер структур Уральской геосинклинали находит подтверждение в особенностях физических полей. Полосовые, линейные аномалии гравитационного и магнитного полей преимущественно субмеридиональны (резко отличаются по простиранию от аномалий над платформенными структурами обрамления), четко очерчивают границы Урала.

2. Для земной коры Урала существенны относительно высокий уровень положительных гравитационных аномалий; повышенные значения граничных и пластовых скоростей продольных волн; увеличенная мощность «базальтового» слоя; широкое развитие в «гранито-метаморфическом» слое пород с повышенной плотностью (и основностью). В совокупности признаками определяется фемический тип (состав) земной коры Урала.

3. Резко дифференцированный характер аномального гравитационного поля, сложность структуры и широкий спектр скоростных характеристик разреза земной коры в сопоставлении с геологическими данными служат основным доказательством сложности и неоднородности геологического строения верхних частей земной коры до глубины 10—15 км, реже — 20 км.

4. Нижние слои земной коры Урала, судя по величинам остаточных аномалий силы тяжести, повышенным значениям граничных скоростей (и плотностей) и пониженным величинам теплового потока, возможно, являются преимущественно базитовыми образованиями и характеризуются большей кажущейся однородностью строения и состава, чем комплекс образований верхней части коры.

Однако данные анализа сейсмической волновой картины от нижних слоев, нахождение среди них слоев с пониженными скоростями, плотностями



минимумов аномалии силы тяжести); 12 — горстантиклинали, сложенные с поверхности карбонатными породами с внедрением базальтоидных образований на глубине (выделены по контуру линейных максимумов аномалии силы тяжести); ВЕР — Восточно-Европейская платформа; ЗСП — Западно-Сибирская плита; КСС — Казахстанская складчатая страна.

Рис. 2. Схема районирования физических полей по особенностям строения земной коры Урала:

1 — границы Уральской геосинклинали системы по контуру распространения линейных гравитационных и магнитных аномалий субмеридионального простирания; 2 — границы блоков с различной основностью земной коры (а — в пределах Уральской геосинклинали, б — в смежных с Уралом регионах); 3 — граница между мио- и эвгеосинклиналиными областями Урала; 4 — граница крупных поперечных блоков, общих для УГС и фундамента смежных регионов; 5 — зоны крупных диагональных разломов; 6 — границы продольных мегаблоков, выделенных по особенностям скоростных и плотностных характеристик земной коры; 7 — блоки в фундаменте смежных с Уралом регионов и миогеосинклиналиной области (а — с повышенной основностью «гранито-гнейсового» слоя, выделена по контуру повышенной интенсивности поля силы тяжести; б — с существенно сиалическим составом фундамента «гранито-метаморфического» слоя, выделены по контуру пониженной интенсивности поля силы тяжести; в — с промежуточным составом фундамента «гранито-гнейсового» слоя (по контуру переменной интенсивности поля силы тяжести); г — блоки с повышенной основностью земной коры (а — соответствующие геосинклиналиным прогибам с преимущественно базальтоидным «гранито-метаморфическим» слоем, фемический тип коры; б — соответствующие наложенным синклиналильным структурам внутри геосинклиналиных поднятий, сиало-фемический тип коры). Блоки выделены по контурам повышенных значений аномалий силы тяжести. Густота штриховки увеличивается с увеличением интенсивности аномалий силы тяжести, что связано с увеличением основности коры и степени насыщенности «гранито-метаморфического» слоя базальтоидными магматитами; 9 — гнейсовые купола в основном сложенные меланократовыми гнейсами (выделены по контуру локальных максимумов аномалий силы тяжести); 10 — блоки с пониженной основностью земной коры и сиалическим разрезом «гранито-метаморфического» слоя (а — соответствующие внутригеосинклиналильным поднятиям с мощным развитием гранитоидного магматизма; б — соответствующие внутригеосинклиналильным прогибам с малой мощностью образований основного основания (выделены по контурам пониженной интенсивности аномалий силы тяжести). Густота знаков возрастает с увеличением интенсивности минимумов аномалий силы тяжести, что связано с увеличением насыщенности «гранито-метаморфического» слоя телами гранитоидов; 11 — крупные впадины, выполненные осадочными образованиями (выделены по контуру минимумов аномалии силы тяжести); 12 — горстантиклинали, сложенные с поверхности карбонатными породами с внедрением базальтоидных образований на глубине (выделены по контуру линейных максимумов аномалии силы тяжести); ВЕР — Восточно-Европейская платформа; ЗСП — Западно-Сибирская плита; КСС — Казахстанская складчатая страна.

и повышенной электрической электропроводностью доказывают гетерогенность строения и нижней части коры. Это предположение подтверждается наличием неоднородности верхов мантии под Уралом [15].

5. Главные структурные зоны Урала — миогеосинклиналиная и эвгеосинклиналиная — существенно различаются по особенностям глубинного строения.

В миогеосинклиналиной зоне (совпадающей в основном с площадью Западного блока) мощность земной коры и Восточно-Европейской платформы почти одинаковая, а глубина залегания «базальтового» слоя состав-

ляет 20 км и более. Для этой зоны характерно значительно меньшее по сравнению с эвгеосинклинальной развитие в разрезе пород с повышенной плотностью, хотя ее фундамент гетерогенен по строению (судя по характеру гравитационных аномалий). Крупные минимумы аномалий силы тяжести здесь можно объяснить соответствующим влиянием гранитоидного магматизма или «гранитогнейсовых» образований, слабометаморфизованных.

В строении фундамента миогеосинклинальной зоны четко прослеживается связь с Восточно-Европейской платформой.

Для эвгеосинклинальной зоны, включающей восточный склон и Зауралье, отмечается увеличение в разрезе верхней части земной коры магматических и метаморфических образований повышенной плотности. Здесь при общем увеличении мощности земной коры до 42—52 км резко увеличивается мощность «базальтового» слоя до 30—35 км и наблюдается приближение его к дневной поверхности до 12 км. Таким образом, для эвгеосинклинальной зоны характерен фемический тип коры, в то время как для миогеосинклинальной — сиалический и сиалофемический (для блоков с широким развитием пород повышенной основности).

По предварительным определениям, эти главные зоны Урала отличаются и составом верхов мантии. В миогеосинклинальной зоне она предположительно перидоитового или эклогитового состава, в эвгеосинклинальной — существенно дунитового [15, 18]. Этими особенностями строения эвгеосинклинальной зоны обуславливается сложный резко дифференцированный характер магнитного и гравитационного полей. Преимущественно северо-восточные и субмеридиональные простирания аномальных полей соответствуют простираниям основных структурно-формационных зон. Закономерное чередование в направлении с запада на восток зон повышенного и пониженного гравитационного полей соответствует особенностям внутреннего строения эвгеосинклинали, выраженной чередованием зон прогибов и поднятий. При этом различия в знаке и интенсивности гравитационных аномалий обусловлены контрастностью состава образований зон прогибов и поднятий. Поперечная блоковость Урала в эвгеосинклинальной зоне прослеживается менее четко, чем в пределах миогеосинклинали, в связи со значительной переработкой древних блоков герцинской складчатостью, особенно в Уральском мегаблоке.

6. Сложный резко дифференцированный характер магнитного поля Урала — следствие интенсивных и многократно проявленных метаморфических, метасоматических и магматических процессов, широко развитых в регионе. Вследствие этого в магнитном поле менее четко реализуются различия в строении зон прогибов и поднятий. По характеру поля уверенно выделяются зоны интенсивного развития метасоматических процессов, орогенного и посторогенного основного магматизма, преимущественно приуроченные к тектонически ослабленным и нарушенным зонам.

7. Для Урала характерна значительная раздробленность земной коры, выраженная в наличии большого количества разломов, в том числе глубинных. Сложное блоковое строение Урала определяется сочетанием разновозрастных и разноплановых структур, ограниченных разломами не только субмеридионального, но и секущих северо-западного, северо-восточного и субширотного направлений.

В современной структуре Урала и физических полях, особенно эвгеосинклинальной зоны, наиболее резко выделяются крупнейшие субмеридиональные разломы, разграничивающие структурно-формационные зоны и в значительной мере определяющие особенности их внутреннего строения. Однако неоднородность строения по простиранию структурно-формационных зон и ограничивающих их глубинных разломов субмеридионального прости-

рания, а также особенности магматизма и металлогении существенно определяются поперечной блоковостью Урала, с которой связано возникновение и развитие диагональных разломов. Ограничивающие и часто секущие блоки разломы, особенно крупные (прослеживаемые с Восточно-Европейской платформы через Урал в Западно-Сибирскую низменность и Казахскую складчатую страну) в большинстве также являются глубинными. Это подтверждается данными ГСЗ (в местах, где профили ГСЗ пересекают системы таких разломов), большой протяженностью и приуроченностью разломов к границам блоков с различным строением земной коры и особенностями контролирующими их магматических и метасоматических образований. Однако представлены они в физических полях эвгеосинклинальной зоны Урала (особенно в пределах Уральского блока) менее четко, чем субмеридиональные.

В результате сейсмических и гравиметрических исследований предположительно установлена разная глубина возможного заложения и различные углы падения разломов. Границы мегаблоков и блоков трассируются как пологими, так и крутопадающими разломами. На отдельных участках под углом $\sim 40^\circ$ падает на восток граница между мио- и эвгеосинклинальными зонами Урала.

При анализе результатов сейсмических исследований ориентировочно наметилась определенная роль пологих (горизонтальных) перемещений в формировании Уральских структур. Однако амплитуда таких перемещений, по-видимому, не превышает нескольких километров, иногда, возможно, десятки километров [19].

Основными и первичными формами разрывных нарушений на Урале, вероятно, можно считать сдвиги, надвиги (шарьяжи) и раздвиги, очевидно, отражающие главные черты кинематики тектогенеза земной коры и литосферы на Урале в целом, которыми, в первую очередь, определяется глубинное строение земной коры, ее горизонтальная и вертикальная гетерогенность, четко проявляющаяся на всех сейсмических профилях, несущих информацию о глубинном строении Урала.

Крупными левыми сдвигами на Урале являются Дегтярский, Мурзинский, Челябинский — позднепалеозойского и мезозойского возраста [20], отличающиеся линейностью и секущим положением по отношению к простираниям более ранних палеозойских складчато-блоковых структур. На сопоставленном, по сейсмическим данным, глубинном разрезе особенно четко выражены Мурзинский и Челябинский сдвиги, поверхности которых как бы круто секут всю земную кору и часть верхней мантии. На основании геологических съемок представляется, что этим сдвигам свойственны большие амплитуды горизонтальных перемещений блоков (до 250 км) и связь с ними гипербазитовых протрузий [20]. Геофизическими материалами пока таких перемещений на Урале не установлено.

Из глубинных надвиговых структур позднепалеозойского возраста самый представительный Главный Уральский разлом (ГРУ), который на всем протяжении Урала отождествляется с основной естественной границей распространения миогеосинклинальных и эвгеосинклинальных формационных комплексов.

Региональные крупные раздвиги на Урале формировались с позднего кембрия по ордовик и развивались в связи с продольными, северо-западными и субширотными правыми сдвигами. Им свойствен преимущественно ультраосновной и основной магматизм [20].

8. Наблюдаемая асимметричность строения, магматизма и металлогении Уральской геосинклинальной системы обусловлена особенностями ее глубинного строения и тектонического развития.

Так, наибольшие объемы базальтоидных образований концентрируются

в Уральском мегаблоке в основном в пределах Тагильско-Магнитогорского прогиба, причем основные и ультраосновные образования развиты в его Западном борту — у границы с Западным мегаблоком. К востоку от прогиба масштабы и интенсивность проявления базальтоидного магматизма, особенно интрузивного, резко уменьшаются.

Асимметричность и гетерогенность в строении характерны для структур Урала и по простиранию. Шовными зонами северо-западного направления Урал делится на шесть блоков, отличающихся типом разреза земной коры, основностью фундамента, объемами интрузивных образований в «гранито-метаморфическом» слое (основных или сиалических).

Как в продольной, так и в поперечной зональности преобладает два типа блоков: к первому типу относятся блоки Пайхойский, Северо-Уральский, Средне-Уральский и Южно-Уральский; ко второму — Тиманский и Магнитогорский.

Для блоков первого типа установлена повышенная основность коры в пределах Восточно-Европейской платформы и Западного (миогeosинклинального) мегаблока, возрастание объема базальтоидных образований во внутригeosинклинальных прогибах и поднятиях. Для последних выделяется сиало-фемический тип коры и приуроченность тел гнейсовых куполов, сложенных глубокометаморфизованными породами основного состава.

Для блоков второго типа установлен преимущественно сиалический разрез коры за пределами гeosинклинальной области и во внутригeosинклинальных поднятиях (в этих блоках залегает большая часть наиболее крупных гранитоидных массивов Урала). Во внутригeosинклинальных прогибах уменьшается основность «гранито-метаморфического» слоя вследствие уменьшения объема магматитов основного состава, особенно интрузивов при одновременном возрастании роли кислых пород.

Внутреннее строение выделяемых блоков неоднородно и внутри их могут быть блоки более мелких порядков с контрастным разрезом «гранито-метаморфического» слоя, а иногда и более глубоких слоев земной коры [19, 22].

9. Особенности глубинного строения Уральского складчатого пояса определяется металлогеническая специализация Урала и отдельных его мегаблоков и блоков [21, 22].

Фемический тип земной коры Уральской эвгeosинклинали обуславливает широкое развитие (в преобладающей на Урале доорогенной металлогении) медно-колчеданного, скарново-магнетитового, хромитового, платинового, золотого, хризолит-асбестового и других оруденений. Оруденения этого типа связаны с блоками повышенной основности земной коры: внутригeosинклинальными прогибами и участками внутригeosинклинальных поднятий, в разрезе «гранито-метаморфического» слоя которых преобладают более основные породы, а «базальтовый» слой земной коры при увеличенной мощности наиболее приближен к поверхности Земли. Намечается отчетливо выраженная связь между интенсивностью оруденения и величиной положительных гравитационных аномалий, обусловленных повышенной основностью земной коры. Поэтому основная масса фемической минерализации Урала и все крупные месторождения этого типа приурочены к Тагильско-Магнитогорскому прогибу в целом и к северной части Тюменско-Кустанайского прогиба (крупнейшие месторождения скарново-магнетитовых руд), имеющего также фемический разрез земной коры.

Оруденение редкометального профиля орогенного этапа приурочено к блокам с сиалическим разрезом земной коры и развитым гранитным плутонизмом в пределах внутригeosинклинальных поднятий. Однако отмеченные выше особенности глубинного строения зон поднятий на Урале обуслови-

вают существенные различия в их металлогенической специализации, в первую очередь, в размахе оруденения омоложенных зон в пределах регионов с сугубо сиалическим разрезом земной коры (Тянь-Шань, Забайкалье, Алтай, Кавказ и др.).

На основании геофизических и геологических данных построена комплексная модель земной коры и верхней мантии Урала, основными элементами которой являются петрофизический комплекс и структуры (мегаблоки, блоки), разрывные и пликативные тектонические и сейсмические границы, скоростные и плотностные характеристики. Модель служит основой тектонического и металлогенического районирования региона.

Однако в изучении глубинного строения Урала все сильнее ощущается отсутствие материалов бурения опорно-параметрических и сверхглубокой скважин, что снижает достоверность геолого-геофизических построений. Неравномерна изученность региона сейсмическими, геоэлектрическими и высокоточными геомагнитными профильными съемками и данными по тепловому потоку, поэтому основные задачи дальнейшего изучения глубинного геологического строения Урала следующие:

1. Проведение работ по ГСЗ и МНЗ для создания жесткого каркаса взаимно увязанных профилей, охватывающих весь Урал.
2. Детальное изучение разрезов земной коры до глубин 10—15 км комплексом методов на площадях проектируемых скважин.
3. Проведение специальных исследований, в том числе скважинных, по уточнению сейсмических, геоэлектрических, магнитометрических и геотермических характеристик, в частности на профилях ГСЗ.
4. Изучение геодинамических особенностей и физики энергетических процессов в земной коре, проявляющихся вариациями физических полей и современными движениями на Урале.
5. Совершенствование методики определения типа и количественных характеристик разрывных нарушений с помощью комплекса геофизических методов.
6. Бурение в ближайшее время опорных скважин до глубины 3—4 км для обоснования проектных разрезов сверхглубоких скважин; начать проходку скважины на 10—12 км в первую очередь на Среднем Урале.

1. *Коридалин Е. А.* Изучение строения земной коры сейсмическими методами.— М.— Л.: Изд-во АН СССР, 1939.
2. *Тимофеев А. Н., Беллавин О. В.* О гравиметрическом и магнитометрическом (пересечении Тагило-Магнитогорского синклиория Урала.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1959, № 2.
3. *Кузнецов А. А., Таерин И. Ф.* Некоторые данные о тектоническом строении зеленокаменного синклиория на восточном склоне Южного Урала по результатам гравиметрических и магнитных съемок.— Тр. Ин-та геофизики УФАИ СССР, 1958, вып. 34.
4. *Ананьев Е. М., Дорофеев Б. В., Калабурдина А. И. и др.* Геофизическая изученность глубинных зон Урала и основные результаты геофизических исследований.— В кн.: Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968.
5. *Дружинин В. С., Рыбалка В. М., Соболев Н. Д.* Связь тектоники и магматизма с глубинным строением Среднего Урала по данным ГСЗ.— М.: Недра, 1976.
6. *Булашевич Ю. П.* Гелиевая съемка как метод регионального исследования разломной тектоники Урала.— В кн.: Ядерно-геофизические исследования. Свердловск, 1975.
7. *Рыбалка В. М., Таганов В. А., Дружинин В. С.* Гравитационная модель Среднего Урала.— В кн.: Гравитационная модель земной коры регионов СССР. Киев: Наук. думка, 1979.
8. *Беллавин О. В.* Некоторые вопросы геологического строения Свердловского синклиория по гравиметрическим данным.— Геофиз. сб., 1966, № 4.
9. *Ананьев Е. М., Дорофеев Б. В., Ермаков Н. П.* Физические поля над металлогеническими зонами Среднего Урала и их связь с глубинными структурами Урала. Киев: Наук. думка, 1978.
10. *Краснобаева А. Г., Вишнев В. С., Руднева Т. Л.* Тектоническое строение верхней мантии

по профилю Красноуфимск — Омск. Препринт рабочей конференции КАПГ. Прага, 1972. — 17 с.

11. Астраханцев Г. В., Дьяконов Б. П., Булашевич Ю. П. и др. Исследование электропроводности земной коры на Урале. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979, № 1.
12. Круглыкова Г. И. Анализ пространственного распределения геомагнитного поля востока Русской платформы и сопредельных областей Урала. — В кн.: Глубинное строение Урала. — М.: Наука, 1968.
13. Строение и развитие земной коры и структур рудных полей Урала по геофизическим данным. Свердловск, 1976.
14. Булашевич Ю. П., Шапов В. А. Геотермические особенности Уральской геосинклинали. — Докл. АН СССР, 1978, 243, № 3.
15. Алейников А. Л., Бугайло В. А., Халевин Н. И., Малахов И. А. О вероятном составе верхов мантии на Урале. — Сов. геология, 1973, № 9.
16. Алейников А. Л., Бугайло В. А., Ломакин В. С. и др. Некоторые особенности геодинамики Среднего Урала. — Докл. АН СССР, 1974, 214, № 6.
17. Алейников А. Л., Боровков В. Ф., Зубков А. В., Халевин Н. И. Геодинамика Урала по данным натурных и модельных исследований. — Геология и геофизика, 1977, № 2.
18. Алейников А. Л., Зубков А. В., Халевин Н. И. О возможной связи анизотропии скоростей упругих волн и напряженного состояния земной коры Урала. — Докл. АН СССР, 1977, 197, № 1.
19. Дорофеев Б. В., Ананьев Е. М., Ермаков Н. П., Рыбалка В. М. Строение Урала и его связь с сопредельными областями по геофизическим данным. — В кн.: Разведочная геофизика на рубеже 70-х годов. М.: Недра, 1974.
20. Плюскин К. П. Урал. — В кн.: Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977.
21. Карасик М. А., Бугайло В. А. О генетической связи Магнитогорского массива гранитоидов с изверженными породами основного состава. — Тр. Ин-та геофизики УФАИ СССР, 1957, вып. 30.
22. Ананьев Е. М., Бугайло В. А., Дорофеев Б. В. и др. Металлогеническое районирование Урала по геофизическим данным в связи с особенностями его глубинного строения. — В кн.: Тр. научного совета по рудообразованию при ОГГГ АН СССР. М.: Наука, 1978.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Белоусов В. В.</i> Комплексные исследования земной коры и верхней мантии	3
<i>Соллогуб В. Б., Чекунов А. В.</i> Глубинное строение Центральной и Юго-Восточной частей Европейского континента и задачи комплексного изучения литосферы. . .	6
✓ <i>Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В., Кулик С. Н., Ливанова Л. П., Логинов И. М., Пашкевич И. К., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В.</i> Комплексная геофизическая модель строения и развития литосферы Карпат и Среднеевропейских герцинид . . .	17
<i>Красовский С. С.</i> Проявление динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле	25
<i>Крутиховская З. А., Пашкевич И. К., Силина И. М.</i> Связь длинноволновых магнитных аномалий Украинского щита с глубинным строением земной коры	47
<i>Кутас Р. И.</i> Тепловое поле Европы и его связь со строением и динамикой земной коры <i>Бондаренко А. П., Костюк О. П., Пронишин Р. С., Рахимова И. Ш., Сомов В. И., Юркевич О. И., Фильштынский Л. Е.</i> Результаты комплексных геодинамических исследований на Карпатском полигоне и смежных территориях	54
<i>Хоменко В. И.</i> Глубинная структура западной части Украинского щита и области перехода к Карпатской геосинклинали (по материалам анализа потенциальных геофизических полей)	66
<i>Гутерман В. Г.</i> О роли гравитационной тектоники в создании складчатой структуры Карпат и Днепровско-Донецкой впадины	76
<i>Ржаницын В. А.</i> Результаты изучения тектонических особенностей земной коры по гравиразведочным данным с опорой на профили ГСЗ	89
<i>Тяпкин К. Ф.</i> Особенности разломной тектоники докембрия Украины, установленные по геофизическим данным	97
<i>Гинтов О. Б., Гутерман В. Г.</i> Некоторые особенности развития древней тектоносферы на примере Северо-Украинского тектонокоцентра	109
<i>Оровецкий Ю. П., Кутас Р. И.</i> Тектономагматические аспекты эволюции глубинных диапиров и природа верхнекоровых волноводов (на примере Новоукраинского массива УЩ с использованием данных ГСЗ)	115
<i>Красовский С. С., Койфман Л. И., Корневич К. А., Куприенко П. Я.</i> Изучение глубинных структур Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины с помощью гравитационного моделирования	121
✓ <i>Баранова Е. П., Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В., Павленкова Н. И.</i> Комплексирование геофизических методов при построении плотностной модели литосферы юга Европейской части СССР	130
<i>Хамрабаев И. Х., Бутовская Е. М., Пак В. А., Эргешев Т. Э., Джамалов Д. Б., Зуев Ю. М., Зуннунов Ф. Х., Насыров А. М., Новосельский И. Н., Магдиев Р. А., Юсупходжаев Х. И., Алиев С. А., Атабаев Х. А., Любимова Е. А., Ржаницын В. А., Акрамов М. Б., Норметов О., Дуркин А. Т., Фихеева Л.</i> Главнейшие особенности строения тектоносферы Памира и Южного Тянь-Шаня в свете новых геофизических и геологических данных	138
<i>Артемьев М. Е., Белоусов Т. П.</i> Неотектонические вертикальные движения и аномалии силы тяжести Памира, Южного Тянь-Шаня и зоны их сочленения	147
<i>Сальников В. Е.</i> Геотермическая модель Южного Урала	159
<i>Дьяконов Б. П., Булашевич Ю. П., Астраханцев Г. В., Бугайло В. А., Краснобаева А. Г., Кузнецов А. А., Таврин И. Ф., Ермаков Н. П., Попов Б. А., Ананьева Е. М., Дружинин В. С., Плюснин К. П., Рапопорт М. С., Рыбалка В. М., Таганов В. А., Дорофеев Б. В.</i> Методика и результаты построения комплексной модели земной коры и верхней мантии Урала	173
	181

ТЕКТОНОСФЕРА
УКРАИНЫ
и других
регионов
СССР

Сборник научных трудов

Утверждено к печати ученым советом
Института геофизики им. С. И. Субботина
АН УССР

Редактор Л. Д. Прокопенко
Оформление художника Н. И. Голокозаковой
Художественный редактор И. Н. Косарева
Технический редактор Г. Р. Боднер
Корректоры Т. Я. Чорная, Э. И. Соколинская

Информ. бланк № 383.

Сдано в набор 21.05.80. Подп. в печ. 20.11.80. БФ
00216. Формат 70×100/16. Бумага типогр. № 1. Лят.
гарн. Выс. печ. Усл. печ. л. 16,57. Уч.-изд. л. 18,25.
Тираж 1000 экз. Заказ 1181. Цена 1 руб. 70 коп.

Издательство «Наукова думка», 252601, Киев, ГСП.
Рефина. 3.

Изготовлено Нестеровской городской типогра-
фией Львовского облполиграфиздата (г. Несте-
ров, ул. Горького, 8) с матриц головного
предприятия республиканского производственно-
го объединения «Полиграфкнига» Госкомиздата
УССР (252057, г. Киев-57, Довженко, 3)
Зак. 5561

Комплексные исследования земной коры и верхней мантии / Белоусов В. В. — В кн.: Тектоносфера Украины и других регионов СССР. Сб. науч. тр. Киев: Наук. думка, 1980, с. 3—5.

Изучение земной коры и верхней мантии требует глубокого комплексирования геологических, разных геофизических и геохимических методов для более полного и всестороннего освещения глубинных условий и состава глубинного вещества. Многие трудности по такому комплексированию к настоящему времени преодолены и все яснее вырисовываются контуры объединенной науки о Земле — геонии.

Геонимические исследования за последние годы завоевывают все большую популярность в Советском Союзе. Большой интерес представляют эти исследования в отдельных регионах, таких как Средняя Азия, Кавказ и Предкавказье, Урал. Наибольших успехов в применении комплексного подхода к изучению земных глубин добился коллектив Института геофизики АН УССР, а изучение глубинного строения Карпат и прилегающих районов на сегодняшний день можно считать образцом подобных исследований. Будущая геонимическая теория будет опираться на результаты комплексных исследований типа представленных в настоящем сборнике.

УДК [551.24 + 551.14] : 550.3

Глубинное строение Центральной и Юго-Восточной частей Европейского континента и задачи комплексного изучения литосферы / Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. — В кн.: Тектоносфера Украины и других регионов СССР. Сб. науч. тр. Киев: Наук. думка, 1980, с. 6—17.

Дан синтез материалов ГСЗ о толщине земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы. Составлена соответствующая схема изоглубин раздела М. При общем сильнодифференцированном «мозаично-клавишном» строении этой границы выделяется несколько крупных сегментов с «толстой» и относительно «тонкой» корой, разделенных зонами глубинных разломов — линеаментов. Установлено существование «трансегментных» утолщений коры, являющихся реликтами геотектонических обстановок прошлого. Корреляция между структурными формами, образуемыми в основании земной коры разноглубинными и разноориентированными границами М, и приповерхностными геологическими структурами различного возраста и простириания открывает возможность соответствующей стратификации каждой из указанных границ. Использование этой возможности при ретроспективном геотектоническом анализе предоставляет дополнительный глубинный критерий, который в ряде районов может быть определяющим. На основе коррелятивной связи между приповерхностными и глубинными структурами проведена датировка раздела М всей Центральной и Юго-Восточной Европы. Приведены примеры использования глубинного критерия при геотектонических интерпретациях.

Ил. 5. Библиограф.: 5 наз.

УДК 551.24 : 550.3 : 477.8

Комплексная геофизическая модель строения и развития литосферы Карпат и Средневропейских герцинид / Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В., Кулик С. Н., Ливанова Л. П., Логвинов И. М., Пашкевич И. К., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. — В кн.: Тектоносфера Украины и других регионов СССР. Сб. науч. тр. Киев: Наук. думка, 1980, с. 17—24.

Вдоль международных профилей III и VI ГСЗ, пересекающих окрестности Восточно-Европейской платформы, Восточные Карпаты, Паннонский массив, Западные Карпаты, Мораво-Силезскую зону, Чешский массив и Рудногорско-Тюрингскую зону варисцид рассмотрен весь спектр геолого-геофизической информации. В основу анализа положены представления полиморфно-адвекционной гипотезы развития геосинклиналей. Используя их, удалось объяснить основные тектономагматические события в альпийских и варисцидских геосинклинальных регионах и количественно проинтерпретировать региональные аномалии физических полей: распределение зон пониженных скоростей в коре и мантии, зон аномальной проводимости, выявляемых геоэлектрическими исследованиями, возмущения поля силы тяжести и магнитного поля (на ограниченном участке), распределение тепловых потоков.

Не объяснен в рамках принятой гипотезы неогеновый магматизм эпиварисцидской платформы. В районе его развития выявлены также избыточные аномалии физических полей. Их истолкование было достигнуто при введении представлений о дополнительном глубинном механизме (мобилизации астеносферы), привлеченном для объяснения этого внегеосинклинального магматизма.

Ил. 3.

Проявление динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле / Красовский С. С.— В кн.: Тектоносфера Украины и других регионов СССР. Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, 1980, с. 25—46.

Анализ результатов моделирования структур земной коры в гравитационном поле и отражения динамики этих структур позволяют предположить, что образование и положение как современных, так и древних структур соответствует требованиям, предъявляемым гравитацией. При этом необходимо признать наличие гравитационной дифференциации вещества, проявляющейся в определенные периоды возбуждения верхней мантии с помощью тепломассопереноса. Протекающие при этом магматические и метаморфические процессы приводят к преобразованиям и перераспределениям вещества земной коры и верхней мантии. Конкретное проявление этих процессов зависит от проницаемости литосферы, термодинамических условий на различных уровнях и в разные периоды развития структур. Существенно при этом стремление блоков литосферы сохранить состояние изостатического равновесия или приобретать такое положение при нарушении равновесия.

Так, под всеми изученными впадинами на континентах отмечается сокращение мощности консолидированной земной коры, часто характеризующейся повышенной плотностью пород. Под горными сооружениями наблюдается увеличение мощности земной коры и зоны перехода к верхней мантии. Характерно, что «корни» гор могут иметь смещение, закономерно располагаясь под самыми тяжелыми блоками земной коры.

Выявленные закономерности позволяют наметить пути использования гравитационного поля и различных геофизических и геологических материалов о глубинных структурах не только для конструирования достаточно обоснованных моделей глубинного строения, но и при изучении динамики глубинных структур.

§Ил. 1. Библиогр.: 85 назв.

Связь длинноволновых магнитных аномалий Украинского щита с глубинным строением земной коры / Крутиховская З. А., Пашкевич И. К., Силина И. М.— В кн.: Тектоносфера Украины и других регионов СССР. Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, 1980, с. 47—54.

В результате изучения региональной составляющей аномального магнитного поля Украинского щита сделаны следующие основные выводы.

Региональные магнитные аномалии с длиной волны 60—300 км отражают неоднородность состава и толщину земной коры, что дает возможность прогнозировать формы рельефа ее основания.

Намагниченность нижней коры неоднородна и в основном значительно превышает среднюю намагниченность верхней части коры. Аномально высокая намагниченность во всем разрезе коры наблюдается в зонах ее утолщения, сложенных на поверхности докембрийского фундамента продуктами метаморфизма и гранитизации наиболее древних пород главным образом основного состава. Наиболее низкой намагниченностью характеризуются блоки с тонкой корой, представленные в верхней части преимущественно породами кислого состава, а также плутонами габбро-анортозитов и гранитов рапакиви и имеющие, по-видимому, андезитово-анортозитовый состав нижней коры.

Тесная связь между намагниченностью нижней и верхней коры отражает процессы взаимодействия коры и верхней мантии. Выявленная связь между мощностью коры и ее намагниченностью, с одной стороны, и между намагниченностью и плотностью — с другой, дает основание полагать, что расчлененный рельеф поверхности М сформировался в процессе изостатического уравнивания земной коры.

Региональные магнитные максимумы, вероятно, фиксируют ядра структур самой ранней консолидации земной коры.

Анализ материалов по Украинскому, Балтийскому и Канадскому щитам приводит к выводу, что земная кора этих структур, вероятно, подчиняется общим закономерностям.

Ил. 3. Библиогр. 19 назв.

Тепловое поле Европы и его связь со строением и динамикой земной коры / Кутас Р. И.— В кн.: Тектоносфера Украины и других регионов СССР. Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, 1980, с. 54—65.

По величине теплового потока европейский континент можно разделить на две обширные области: относительно низких и высоких значений. Низкие значения соответствуют древней Восточно-Европейской платформе и составляют 30—50 мВт/м² и только на отдельных структурах увеличиваются до 60—65 мВт/м². В пределах геосинклинального пояса, включая молодую платформу Средней Европы, тепловые потоки изменяются от 30 до 120 мВт/м², но преобладают высокие значения. Вариации тепловых потоков создают значительные колебания температур, которые на глубине 60 км изменяются от 600 до 1100° С.

На рассматриваемой территории можно выделить три типа аномалий теплового потока: глобальные, региональные и локальные. Все они связаны с выносом тепла из недр Земли движущимися массивами, однако в их формировании участвуют разные процессы, происходящие на разных глубинных уровнях. К глобальным следует отнести аномалию, охватывающую всю Среднюю и Западную Европу. Аномалия таких масштабов создается за счет выноса тепла и вещества с больших глубин в верхнюю мантию. Региональные аномалии соответствуют отдельным тектоническим зонам и связаны с движением вещества в верхней мантии, особенно в астеносфере. Локальные аномалии — результат движения масс и нарушения условий теплопередачи в земной коре.

Величина теплового потока зависит также от мощности земной коры: в пределах однотипных структур величина теплового потока уменьшается при увеличении мощности земной коры.

Ил. 3. Библиогр.: 52 назв.

УДК 550.3 + 551.2 + 551.3

Результаты комплексных геодинамических исследований на Карпатском полигоне и смежных территориях / Бондаренко А. П., Костюк О. П., Пронишин Р. С., Рахимова И. Ш., Сомов В. И., Юркевич О. И., Фильштынский Л. Е. — В кн.: Тектоносфера Украины и других регионов СССР. Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, 1980, с. 66—76.

Представлены результаты экспериментальных и теоретических исследований, проводимых с целью построения модели тектоносферы Карпатского региона. Изучена современная активность зон тектонических нарушений. Установлена связь медленных и быстрых (сейсмических) деформаций земной коры. Выполнена временная идентификация поверхностей раздела М и стратиграфических горизонтов осадочного чехла. Исследован вопрос об отображении в физических полях и скоростях современных движений основных сейсмических границ земной коры. Выявлены возможности выделения горизонтальных неоднородностей проводимости земной коры и мантии. Резделение исследуемой территории на геоблоки проведено по данным распределения электрического сопротивления, гравитационного и магнитного полей, сейсмичности и вертикальных перемещений земной коры.

Ил. 4. Табл. 2. Библиогр.: 13 назв.

УДК 551.241 : 550.3 : 477.8

Глубинная структура западной части Украинского щита и области перехода к Карпатской геосинклинали (по материалам анализа потенциальных геофизических полей) / Хоменко В. И. — В кн.: Тектоносфера Украины и других регионов СССР. Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, 1980, с. 76—89.

Произведен анализ поля силы тяжести и геомагнитного поля в результате чего установлено, что сложность строения территории объясняется наложением и «интерференцией» гетерогенных тектонических зон и элементов, связанных с положением региона на границе древней платформы. Сделана попытка увязать наблюдаемые тектонические явления с эндогенными процессами. Устанавливается юго-западная граница Восточно-Европейской платформы, геофизическая характеристика которой сопоставляется с Сибирской платформой.

Структурные зоны, связанные с юго-западным краем Восточно-Европейской платформы, могут интерпретироваться как области рифтогенеза. В пределах Карпат прослежена зона локальных максимумов силы тяжести, связываемая с продолжением Лежайского массива байкальского возраста, а также выделен ряд зон, которые можно трактовать как области последовательной кратонизации Предкарпатской геосинклинали.

По геофизическим данным выделено два палеовулканических пояса — Вольноско-Подольский и Закарпатский. Намечены две ортогональные системы тектонических элементов и определено их относительное возрастное положение. Делается попытка связать некоторые закономерности распределения полезных ископаемых с выделяемыми тектоническими элементами.

Ил. 3. Библиогр.: 38 назв.

УДК 551.243 (477.5/.6 + 477.8)

О роли гравитационной тектоники в создании складчатой структуры Карпат и Днепро-Донецкой впадины / Гутерман В. Г. — В кн.: Тектоносфера Украины и других регионов СССР. Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, 1980, с. 89—97.

Отмечены два основных типа условий для включения механизма гравитационной тектоники: 1) негоризонтальность фундамента и залегающей на нем толщи; 2) инверсия плотностей различных компонент геологического объекта при негоризонтальности контакта между ними.

Проведенные эксперименты по деформированию слоистых толщ, сползающих по наклонному основанию, показали, что таким способом может быть образован широкий спектр морфологических типов складчатых и разрывных структур и обеспечены значительные горизонтальные перемещения элементов осадочного чехла при отсутствии горизонтальных перемещений его основания. Избирательная гравитационная складчатость (т. е. явление стекания по склону материала отдельных наиболее текучих слоев при отсутствии послонного течения в других слоях толщи) может быть причиной образования определенного класса соляных структур платформенных впадин. Более сложные структуры возникают в моделях, когда совместно действуют оба механизма гравитационной тектоники. Результаты моделирования, сопоставленные с отдельными геологическими и сейсмическими разрезами осадочного чехла Карпат и Днепровско-Донецкой впадины, позволяют сделать вывод о большой роли гравитационной тектоники в создании структурных форм, характерных для этих регионов.

Ил. 6. Библиогр.: 23 назв.

УДК 550.83 : 551.24

Результаты изучения тектонических особенностей земной коры по гравиразведочным данным с опорой на профили ГСЗ / Ржаницын В. А.— В кн.: Тектоносфера Украины и других регионов СССР. Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, 1980, с. 97—109.

Приведена методика глубинного геологического картирования по комплексу геолого-геофизических данных на основе метода минимизаций с опорой на сейсморазведочные профили. Основная задача — глубинное картирование геологических особенностей верхней части земной коры с целью выделения участков, перспективных для поисков полезных ископаемых. Более достоверные результаты получаются при корреляции особенностей глубинной тектоники, выявляемой по данным ГСЗ, с геологической структурой, изучаемой комплексом методов.

Представлены результаты глубинного моделирования и его геологической интерпретации центральной части Украинского щита. Сделан вывод о блоковых подвижках по системе наклонных разломов, выходящих с глубиной и тектонической природе глубинных отражающих и преломляющих горизонтов земной коры. На примере моделей глубинного строения Западно-Туркменской депрессии и Припятской впадины показана возможность формирования грабенов в условиях тангенциального сжатия с образованием своеобразных поднятий на первом этапе.

Ил. 4. Библиогр.: 29 назв.

УДК 551.24

Особенности разломной тектоники докембрия Украины, установленные по геофизическим данным / Тяпкин К. Ф.— В кн.: Тектоносфера Украины и других регионов СССР. Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, 1980, с. 109—115.

Установлено шесть систем докембрийских разломов в пределах Украинского щита, характеризующихся азимутами простирания 0; 17; 35; 45; 62; 77° и им ортогональным.

Показано, что в каждой системе разломы первых трех порядков нарушают всю земную кору и уходят в мантию, т. е. относятся к классу глубинных.

Приведены примеры специфического закона унаследованной активизации фрагментов разломов ранее возникших систем.

Обсуждаются следствия перечисленных выше тектонических особенностей, учет которых необходим при составлении модели тектоносферы Земли.

Ил. 4. Библиогр.: 19 назв.

УДК 551.241 : 551.71.477

Некоторые особенности развития древней тектоносферы на примере Северо-Украинского тектоноконцентра / Гинтов О. Б., Гутерман В. Г.— В кн.: Тектоносфера Украины и других регионов СССР. Сб. науч. тр. Киев : Наук. думка, 1980, с. 115—121.

На основании данных, полученных с помощью геофизических и аэрокосмических методов, делается заключение, что для структуры древней земной коры преобладают крупные (от сотен до первых тысяч километров в поперечнике) кольцевые образования, названные тектоноконцентрами.

Для структуры тектоноконцентра характерно относительно стабильное ядро и мобильное кольцевое обрамление, разделяемые кольцевой системой глубинных разломов. В кольцевом обрамлении на поверхность во многих местах выступают древнейшие образования чарнокитовых комплексов. В пределах стабильного ядра развиты, как правило, гранитоиды и вулканогенно-осадочные породы амфиболитовой и более низких ступеней метаморфизма. Активное развитие стабильных ядер древних тектоноконцентров завершилось в архее или раннем протерозое. Кольцевое обрамление продолжало активно развиваться в позднем протерозое и даже фанерозое.

Образование тектоноконцентров связывается с эндогенными процессами, происходящими в мантии Земли, при этом основными являются вертикальные движения. Основными процессами, ответственными за формирование этих структур, считаются фазовые переходы типа плавление — кристаллизация, которые, по-видимому, определяют развитие неоднородной тектоносферы на протяжении всей геологической истории. Отличительная особенность проявления этих процессов на ранних этапах формирования земной коры — обусловленность облика тектонических структур развитием преимущественно изометричных неоднородностей древней астеносферы, содержащих, вероятно, в качестве расплавленного компонента материал более кислого, чем типичные базальты, состава.

Ил. 2. Библиогр.: 6 назв.

УДК 551.21 + 550.36 + 551.24

Тектономагматические аспекты эволюции глубинных диапиров и природа верхнекоровых волноводов (на примере Новоукраинского массива УЩ с использованием данных ГСЗ) / Оровецкий Ю. П., Кутас Р. И.— В кн.: Тектоносфера Украины и других регионов СССР.— Сб. науч. тр. Киев: Наук. думка, 1980, с. 121—130.

С позиций теплообмена между диапиром перидотитового состава и коровым гранитоидным веществом рассматривается образование и время существования палингенного очага. Применение принципа «серпентитового поршня» позволяет объяснить многоактное внедрение палингенного расплава и воздымание пород кровли на высоту порядка 3—4 км.

Указаны причины, способствующие прерывистости, обратимости и длительности процесса серпентинизации.

Верхнекоровые волноводы связываются с присутствием серпентинитов в апикальных частях перидотитовых диапиров.

Ил. 4. Библиогр.: 35 назв.

УДК 550.831.072

Изучение глубинных структур Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины с помощью гравитационного моделирования / Красовский С. С., Койфман Л. И., Кореньевич К. А., Купrienko П. Я.— В кн.: Тектоносфера Украины и других регионов СССР. Сб. науч. тр. Киев: Наук. думка, 1980, с. 130—138.

Рассматриваются особенности применяемой методики итерационного моделирования на ЭВМ в гравитационном поле структуры коры и верхней мантии Земли при градиентно-слоистом представлении об изучаемой среде. Анализ результатов моделирования по профилям ГСЗ Голованевск — Рава-Русская, Синельников — Чугуев и Новоазовск — Титовка позволяет сделать ряд конкретных представлений о динамике глубинных структур на УЩ и ДДВ.

Ил. 3. Библиогр.: 41 назв.

УДК 550.83 : 551.14

Комплексирование геофизических методов при построении плотностной модели литосферы юга Европейской части СССР / Баранова Е. П., Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В., Павленкова Н. И.— В кн.: Тектоносфера Украины и других регионов СССР. Сб. науч. тр. Киев: Наук. думка, 1980, с. 138—146.

Исследована возможность построения плотностной модели тектонически разнообразных регионов на основе данных о распределении скоростей в земной коре (по результатам ГСЗ) и температур в коре и мантии (по результатам интерпретации тепловых потоков). Работа проведена на системе профилей, пересекающих южную часть Восточно-Европейской платформы, Крым, Большой и Малый Кавказ, Предкавказье, западную часть Туранской плиты, Черное и Каспийское моря. Общая протяженность профилей 5 тыс. км. В пределах избранного полигона сейсмический материал пересмотрен с использованием единой методики, построены скоростные разрезы земной коры и температурные разрезы, учитывающие величины поверхностных тепловых потоков, радиогенную теплогенерацию в породах коры и мантии, действительные геосинклинальные источники тепла, возраст и размер которых соответствовали параметрам изучаемых регионов. На акваториях температурные разрезы построены с использованием данных геоэлектрики.

Для получения сложно-градиентных по плотности моделей вычислен гравитационный эффект при плотностях нормальной мантии 3,2 и 3,3 г/см³. Показано, что вторая величина лучше отвечает наблюдаемому полю. Определена ошибка расчета гравитационного поля с использованием описанной методики — около 25 мгл, выявлены расхождения расчетного и наблюдаемого полей разной природы.

Ил. 6.

Главнейшие особенности строения тектоносферы Памира и Южного Тянь-Шаня в свете новых геофизических и геологических данных / Хамрабаев И. Х., Бутовская Е. М., Пак В. А., Эргешев Т. Э., Джамалов Д. Б., Зуев Ю. М., Зуннунов Ф. Х., Насыров А. М., Новосельский И. Н., Магдиев Р. А., Юсупходжаев Х. И., Аллев С. А., Атабаев Х. А., Любимова Е. А., Ржаницын В. А., Акрамов М. Б., Норметов О., Дуркин А. Т., Фихеева Л. — В кн.: Тектоносфера Украины и других регионов СССР. Сб. науч. тр. Киев: Наук. думка, 1980, с. 147—159.

Тектоносфера — наиболее активная область Земли по проявлению эндогенных процессов — тектонических, магматических, метаморфических. Для ее изучения используются все материалы и результаты геофизических исследований, выполненных в Узбекистане и частично на всей территории Средней Азии. Данные ГСЗ интерпретировались в 1976—1978 гг. Площадные сейсмологические исследования и изучение мантии методами МОВЗ и взрывной сейсмологии проведены на территории СССР, а профильные работы — на сопредельных территориях. Памир и Южный Тянь-Шань характеризуются особой тектонической активностью и разнообразием структур. Использовались все существующие методы обработки и интерпретации сейсмологического и сейсморазведочного материала совместно с данными интерпретации гравиразведочных, магниторазведочных данных и результатов изучения теплового потока и МТЗ.

Выделены три типа тепловых потоков для территории Средней Азии. Обнаружены и изучены слои пониженного сопротивления на глубинах 70 и 150 км. Исследована новейшая тектоника. Установлена прямая корреляция между толщиной земной коры и интенсивностью восходящих движений. Сделана попытка объяснить основные особенности строения и энергетического режима тектоносферы Памира и Южного Тянь-Шаня за счет интенсивных процессов дифференциации и выбрасывания магмы.

Ил. 5. Библиогр.: 24 назв.

Неотектонические вертикальные движения и аномалии силы тяжести Памира, Южного Тянь-Шаня и зоны их сочленения / Артемьев М. Е., Белоусов Т. П. — В кн.: Тектоносфера Украины и других регионов СССР. Сб. науч. тр. Киев: Наук. думка, 1980, с. 159—173.

Выполнен корреляционный анализ данных об осредненных по площадкам $10 \times 15'$ величинах вертикальных смещений Памира, Южного Тянь-Шаня и зоны их сочленения за неоген, эпохи плейстоцена, голоцен, весь период новейшего развития, а также современных высот рельефа, аномалий Гленни и изостатических. Определены средние скорости поднятия этих регионов на отдельных этапах новейшего времени, возросшие от неогена к голоцену на два порядка. Установлено, что на Южном Тянь-Шане план вертикальных движений существенно не менялся в течение всего новейшего этапа. В пределах Памира произошла существенная перестройка плана вертикальных движений в нижнем плейстоцене. Выявлена важная роль изостатических движений, обусловленных экзогенными факторами, на различных участках территории. Показано, в частности, что разница в новейшем поднятии западной и восточной частей Памира, составляющая около 1 км, практически полностью обусловлена изостатическим поднятием Западного Памира, где более активны эрозийные процессы. На основании комплекса полученной информации сделан вывод о том, что зона сочленения представляет опущенный блок коры Южного Тянь-Шаня, а выявленные особенности новейшего развития всего региона обусловлены взаимодействием двух различных типов глубинных процессов: постгеосинклинального альпийского орогеназа Памира и процесса, ответственного за неотектоническую активизацию Центральной Азии.

Ил. 4. Табл. 3. Библиогр.: 24 назв.

Геотермическая модель Южного Урала / Сальников В. Е. — В кн.: Тектоносфера Украины и других регионов СССР. Сб. науч. тр. Киев: Наук. думка, 1980, с. 173—181.

Рассматривается геотермическая модель Южного Урала, построенная на основе прямых определений тепловых потоков и имеющихся данных по геологии, геофизике и геохимии региона. Показано, что формирование зоны низких тепловых потоков связано с двумя причинами — относительным уменьшением теплогенерации в коре и низкой величиной мантийной составляющей. Приводятся расчетные значения температур в коре в пределах различных структурно-формационных зон и дается сопоставление теплового поля с результатами ГСЗ.

Ил. 3. Библиогр.: 20 назв.

Методика и результаты построения комплексной модели земной коры и верхней мантии Урала / Дьяконов Б. П., Булашевич Ю. П., Астраханцев Г. В., Бугайло В. А., Краснобаева А. Г., Кузнецов А. А., Таврин И. Ф., Ермаков Н. П., Попов Б. А., Ананьева Е. М., Дружинин В. С., Плюснин К. П., Рапорт М. С., Рыбалка В. М., Таганов В. А., Дорофеев Б. В.— В кн.: Тектоносфера Украины и других регионов СССР. Сб. науч. тр. Киев: Наук. думка, 1980, с. 181—195.

Приводится краткая характеристика состояния геофизических исследований в связи с изучением глубинного строения Урала. Описаны скоростная, плотностная и фрагментарно-геоэлектрическая, геомагнитная, геотермическая и геодинамическая модели, на основании которых изложены основные особенности комплексной модели земной коры и верхней мантии с элементами тектонического и металлогенического районирования региона.

Формулируются главные задачи дальнейшего изучения глубинного геологического строения Урала.

Ил. 2. Библиогр.: 22 назв.

3650

3650

3650