

ГРАВИТАЦИОННАЯ
МОДЕЛЬ
ЗЕМНОЙ КОРЫ
И ВЕРХНЕЙ
МАНТИИ

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ

550.8 + 550.312

ГРАВИТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ
ЗЕМНОЙ КОРЫ
И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

2703

КИЕВ . НАУКОВА ДУМКА * 1977



УДК 550.831

Сборник посвящен вопросам построения гравитационной модели земной коры и верхней мантии. Освещаются основные методические приемы решения проблемы и некоторые результаты по глубинному строению территории Украины и других районов Советского Союза.

Расчитан на геофизиков-гравиметристов, занимающихся изучением строения земной коры и верхней мантии.

Редакционная коллегия

В.И. Старостенко (ответственный редактор),
В.Г. Ковленко, Л.И. Койфман (ответственный секретарь),
С.С. Красовский (зам. ответственного редактора),
Г.Т. Собакарь

Редакция информационной литературы

ПРЕДИСЛОВИЕ

22-24 марта 1976 г. в Отделе глубинных процессов Земли и гравиметрии Института геофизики АН УССР состоялся расширенный семинар по вопросам построения гравитационной модели земной коры и верхней мантии. На семинаре были представлены работы, выполненные в соответствии с планом подготовки к Третьему созещанию по проблеме "Гравитационная модель земной коры и верхней мантии". Исследования координировались и выполнялись под руководством акад. АН УССР С.И.Субботина, роль которого в постановке проблемы и основных этапах ее решения была основополагающей.

Настоящий сборник содержит значительную часть докладов, прочитанных на семинаре, и дает представление о состоянии исследований по изучению глубинного строения земной коры по гравитационному полю.

Круг вопросов, затронутых в докладах, весьма широк - от установления и учета глобальных закономерностей в распределении масс внутри Земли до выяснения детальных черт геологического строения небольших участков. Здесь рассматриваются методологические, методические и технологические аспекты одного из основных приемов построения гравитационных моделей - численного моделирования с помощью ЭВМ; анализируются сведения об истолковании аномалий поля силы тяжести в комплексе с данными других геофизических методов; делаются конкрет-

ные выводы об особенностях геологического строения площадей, на которых проводились исследования.

В таком новом и весьма сложном деле как построение гравитационной модели земной коры и верхней мантии неизбежны различия в методических подходах и результативных выводах, в том числе относящихся к одним и тем же территориям. Это явление, естественное при любом научном поиске, отражено в материалах сборника, выход которого в свет будет способствовать дальнейшему привлечению внимания специалистов к важному вопросу изучения глубинного строения Земли по данным гравиметрии.

С.С.Красовский

О ПРИНЦИПАХ РАСЧЕТА ГРАВИТАЦИОННОЙ МОДЕЛИ
ЗЕМНОЙ КОРЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ТИПА

На Украине Институтом геофизики АН УССР и производственными организациями Министерства геологии УССР выполнены исследования методом ГСЗ на серии взаимно увязанных профилей [28, 35 и др.]. Для изучения строения земной коры, а также верхней мантии стала широко применяться и гравиметрия [9, 17, 19, 21, 26 и др.], в значительной мере используя материалы ГСЗ. Аналогичные работы проводятся и на других территориях [1, 4, 5, 7, 16, 34 и др.]. В результате всех этих исследований накоплен и проанализирован обширный фактический материал, получены важные результаты и освещены многие аспекты глубинного строения изучаемых регионов. Но в то же время ряд принципиальных вопросов, представляющих как региональный, так методологический и общегеологический интерес, остается дискуссионным [6, 13, 19, 20, 32 и др.]. Более того, опыт проведенных исследований выявил противоречия в имевшихся ранее представлениях (о четком разделении земной коры на "гранитный" и "базальтовый" слои, о природе и характере сейсмических границ, об их отражении в гравитационной модели и др.).

В 1925 г. К.Конрад при анализе записей землетрясений выделил промежуточную границу, разделяющую земную кору на два слоя. Под влиянием идей Дэли, предположившим существование под континентами слоев сиали и симы, являющихся источниками соответственно гранитной и базальтовой магм, и учитывая, что скорости в граните и базальте близки к таковым в выделенных слоях земной коры, сейсмологами была принята двухслойная модель земной коры. Слои условно были названы "гранитным" и "базальтовым". С тех пор в гравиметрии при изучении земной коры большей частью принимается эта двухслойная модель, в которой постулировалось постоянство плотностей в "гранитном" и "базальтовом" слоях (соответственно $2,7$ и $2,9$ г/см³ или близкие к ним до $\pm 0,1$ г/см³ значения) и скачкообразное увеличение плотности на поверхностях Конрада и Мохоровичича (большая часть $0,2$ и $0,3 - 0,5$ г/см³).

Определение непосредственно по гравиметрическим съемкам плотностей пород, слагающих земную кору, практически невозможно без привлечения ряда априорных данных. В значительной степени здесь могут помочь данные других геофизических методов, и в первую очередь материалы сейсмометрии, которые можно рассматривать как существенные регуляризаторы решения обратной задачи гравиметрии. Представления о скоростной и плотностной моделях земной коры должны быть взаимосвязаны или, по крайней мере, не противоречить друг другу и современным геологическим и петрографическим данным.

Рассмотрим современное состояние представлений о сейсмической модели земной коры. В последние годы развитие взрывной сейсмологии, особенно в СССР, США и Японии, существенно расширили наши сведения о строении и скоростных характеристиках земной коры и верхней мантии [4, 6, 12, 18, 25, 28, 35 и др.]. Не останавливаясь на всех новых важных результатах, отметим самые существенные с точки зрения увязки гравитационной и сейсмической моделей. Так, была показана, если не ошибочность, то во всяком случае схематичность заимствованной из сейсмологии модели скоростного строения структуры земной коры, согласно которой она складывается тремя слоями — осадочным, "гранитным" и "базальтовым".

Изучение разных типов волн, регистрируемых при ГСЗ (головных, рефрагированных, отраженных до и за критическим углом, обменных, дифрагированных и др.), показало, что структура коры имеет сложный слоисто-блоковый характер с градиентными изменениями скорости в слоях. Это позволило И.П.Косминской [18], обобщив опыт исследований в СССР и за рубежом, сформулировать новые представления о сложной слоисто-блоковой модели земной коры. К настоящему времени можно считать установленным, что консолидированная земная кора характеризуется мелкой неоднородностью, общим незначительным нарастанием скорости с глубиной, осложняемым скачками значений или градиентов упругих параметров на границах первого и второго рода, зонами инверсии, наличием тонкослоистых пачек и переходных зон с повышенным градиентом скорости, анизотропией скоростей [6, 18, 25, 28, 35, 37, 38 и др.].

На Украине, как и в других регионах, в волновом поле выделяются следующие основные группы колебаний: 1) от горизонтов в осадочном слое; 2) от поверхности кристаллического фундамента и горизонтов внутри консолидированной части земной коры; 3) от раздела М и горизонтов в переходной зоне кора — мантия [28].

Верхняя часть фундамента большей частью характеризуется преломленно-рефрагированными волнами со скоростями 5,8 — 6,2 км/с. Однако на участках развития интрузивных пород основного состава на Украинском щите (Коростенский плутон и др.) и в центральной части Черноморской впадины (где отсутствует "гранитный" слой) эти значения возрастают до 6,8 — 7,0 км/с [28].

В верхней части фундамента прослеживаются различные преломляющие и отражающие площадки, местами хорошо выраженные и протяженные [28]. Однако эти промежуточные границы большей частью распространены неравномерно, количество и природа их изменяются от блока к блоку, иногда и вовсе исчезая. Сейсмическая запись при этом характеризуется плохой разрешенностью, наличием протяженных зон интерференции, и при распознавании и идентификации волн снижается роль кинематических критериев при возрастании динамических признаков [35].

На глубинах 10 - 25 км часто отмечается большая, чем выше и ниже по разрезу, неоднородность земной коры, появляются слои с пониженной скоростью [25, 28, 39].

Детальные исследования последних лет показали, что единой региональной границы К не существует [12, 28]. Интервалы регистрации, динамические и кинематические характеристики, а также природа волн от горизонтов, которые пытались идентифицировать с границей К, изменяются от региона к региону. Раздел К часто отличается слабой выразительностью, и его трудно опознавать по критерию граничных скоростей в условиях расслоенности разреза. Так, на Украине есть участки, где этот раздел выражается четко, где он выделяется плохо и где вообще не отражается [28]. Необходимо отметить, что характер сейсмической расслоенности земной коры в этой зоне существенных изменений не претерпевает [4, 6].

На Украинском щите внутри кристаллического фундамента по профилю Могилев-Подольский - Таганрог хорошо выделяется лишь одна более-менее протяженная граница, на которой образуются интенсивные отраженные волны в последующих вступлениях. Эти волны интерпретировались как головные, и соответствующая им граница с граничной скоростью порядка 7,0 км/с интерпретировалась как поверхность "базальтового" слоя. По определению скоростного разреза показало, что упругие параметры на уровне этой поверхности не позволяют считать ее границей К. Породы со скоростью порядка 7,0 км/с на Украинском щите могут залегать не выше 30 км, иначе преломленные волны выходили бы в первые вступления задолго до волн от границы М, а этого на сейсмограммах не обнаруживается. Указанные волны скорее всего являются предкритическими, отраженными от границы внутри верхней части кристаллического фундамента ("гранитного" слоя), а раздел К вообще не прослеживается [25, 28].

В пределах ряда детально изученных районов Украинского щита (Коростенский плутон, Белозерский участок) под горизонтами с граничными скоростями 6,6 - 7,2 км/с появляются слои с меньшими скоростями [28]. Тонкоослоистая структура земной коры и сложность строения ее границ устанавливается также работами РНП и ОГТ на Украине [24], Балтийском щите, в Средней Азии [27]. Наличие переходных зон в земной коре подтверждается и групповым характером записи волн от разделов внутри зем-

ной коры [25, 35]. Таким образом, переход от слоев с низкими скоростями к породам с более высокими упругими параметрами в ряде, а, возможно, и в большинстве регионов происходит в достаточно широкой по мощности зоне переслаивания пород с различными параметрами при общем возрастании скорости с глубиной.

Структура нижней части земной коры устанавливается с трудом. В первую очередь, это связано с тем, что "базальтовый" слой представляет собой "выпадающий" слой, преломленные волны от которого не выходят на дневную поверхность. Поэтому здесь возможны два эквивалентных варианта модели: монотонное нарастание скорости с глубиной или сохранение ее постоянной в слое. Понятно, что возможен и любой промежуточный вариант.

Граница Мохоровичича может рассматриваться как глобальная, она выделяется на всех регионах Земли [4, 18, 28 и др.]. На территории Украины раздел М характеризуется четко выделяемыми интенсивными отраженными волнами на расстояниях 60 - 200 км от пунктов взрыва, т.е. вблизи критического угла и за ним.

Большей частью раздел М не представляет собой четкую сейсмическую границу первого рода, характеризующуюся резким перепадом скоростей, а состоит из многочисленных эшелонированных по глубине отдельных площадок, совокупность которых обуславливает обычно наблюдаемому интерференцию отдельных волн, незакономерное перераспределение энергии между фазами, рваный несистематический характер записи общей продолжительностью 0,5 - 1,0 с и более.

Протяженность отдельных площадок М большей частью незначительна, граничные скорости характеризуют лишь отдельные из них, объединение площадок в единую границу (границы) - операция сложная и далеко не однозначная. Часто наблюдаются две или даже несколько групп колебаний, разделенных во времени и имеющих сходные кинематические и динамические признаки, характерные для раздела М [28].

Сложный групповой характер записи свидетельствует о том, что раздел М представляет собой сложную переходную расслоенную зону с многочисленными локальными границами и разнонаправленным изменением скорости в отдельных пропластках [28, 35, 38 и др.]. Универсальным свойством раздела М является то, что в различных регионах Земли он является четкой преломляющей границей с граничной скоростью порядка 8,0-8,2 км/с. В то же время в некоторых районах (Кавказ, Средняя Азия, Урал, Центральный Казахстан, США, Западная Европа) над границей М регистрируются слои со скоростями 7,5-7,8 км/с, а раздел со скоростью 8,0-8,2 км/с бывает заэкранирован.

Детальные исследования на Украине, в Баварии и в других районах [28, 38] показывают, что здесь можно выделить несколько "границ Мохоровичича" и предполагать миграцию их по разрезу, хотя не исключено, что вторая и более низкие границы М располагаются уже в верхней мантии.

К настоящему времени накоплен материал, свидетельствующий и о скоростных неоднородностях в верхней мантии, где граничные скорости меняются от 7,3 до 9,6 км/с, хотя большей частью, особенно на континентах, эти значения не намного отличаются от величины 8,0-8,2 км/с [4, 8, 12, 27 и др.].

При общем нарастании скорости с глубиной во многих регионах наблюдаются зоны инверсии, т.е. наличие слоев с пониженной скоростью. Сейсморазведочными работами слои с пониженной скоростью в земной коре, не отмечавшиеся ранее из-за методических трудностей, сейчас выделены на Украине [25, 28, 35] и в других районах [4, 6, 12, 37, 38 и др.].

В свете изложенного необходимо оценить правомерность интерпретации гравитационного поля в предположении о двухслойной модели земной коры при постоянстве плотностей в "гранитном" и "базальтовом" слоях и перепаде σ только на границах К и М.

Как правило, для интерпретации в пределах континентов используется гравитационное поле в редукции Буге $4g_B$. Полученное поле представляет собой первую производную потенциальной функции и поэтому отражает закономерности расположения в глубинах земли не самих масс, а изменения в их распределении. В связи с этим одинаковые глубинные плотностные неоднородности, характерные для конкретной территории исследований, не сказываются в гравитационном поле. Так, если предположить для некоторой площади исследований одинаковую мощность, например, "базальтового" слоя, то относительные аномалии в пределах этой территории не меняются, если плотность всего слоя окажется большей или меньшей, чем это было принято, или вообще будет равномерно градиентно изменяться. Судить о достоверности выбранной плотности можно только над достоверными контрастными глубинными структурами.

Из теории метода известно, что гравитационное поле наиболее чувствительно к поверхностным объектам. Более того, массы, расположенные на больших глубинах, могут быть как бы "выметены" в верхние слои. Гравитирующее влияние глубинных объектов может быть заменено эффектом от фиктивных приповерхностных тел.

В то же время эффект от пологих приповерхностных структур, занимающих большие площади, может быть заменен влиянием более глубинных объектов. И здесь необходимо подчеркнуть, что никакими формальными способами, в том числе и трансформациями, не удастся освободиться от влияния приповерхностных неоднородностей, занимающих значительную часть территории исследований. Очевидно, что при выделении регионального фона влияние этой неоднородности войдет в региональную составляющую, и в этом случае будет интерпретироваться как глубинный объект. Однако при "перемещении" возмущающего объекта вниз следует учитывать, что морфология поля над поверхностными и глубинными объектами различна. Так, нами был теоретически рассчитан эффект от границы К под Донбассом

по профилю ГСЗ X в интерпретации прежних лет [25]. Затем была предпринята попытка объяснить этот эффект неоднородностями в верхней мантии, т.е. ниже границы M. Это удалось, но только при расположении по обе стороны основной неоднородности двух меньших неоднородностей противоположного знака относительно вмещающей среды.

К числу трудностей, присущих гравиметрии при изучении глубинного строения, относится аппроксимация влияния нескольких глубинных объектов при расстояниях между ними, соизмеримыми с размерами самих объектов и учет трехмерности структур как в пределах территории исследований, так и в смежных регионах [19, 21]. На Украине даже в пределах одного и того же профиля ГСЗ можно встретить как прямую, так и обратную зависимость между глубиной до поверхности M и аномалиями Буге [19].

Поэтому гораздо чаще для изучения глубинного строения применяется метод подбора в различных модификациях. При этом не только обязательным, но часто и основным условием успешного решения поставленной задачи считается совпадение расчетного (подобранного) и наблюдаемого полей. При широком применении ЭВМ реализация такого решения особых трудностей не вызывает, и сейчас известно много алгоритмов, успешно применяемых в различных регионах разными исследователями. К сожалению, при этом можно рассчитать много моделей для одной и той же территории, создающих на поверхности одинаковый эффект.

И здесь необходимо отметить, что метод подбора формировался и развивался для решения конкретных разведочных и поисковых задач, когда искалось решение для небольшого количества возмущающих объектов одного структурного этажа в среде, которую в первом приближении вполне обоснованно можно было принимать однородной.

Изучение же глубинного строения земной коры и верхней мантии требует иного качественного подхода к решению. Прежде всего при такой геологической постановке задачи требуется исследование влияния не отдельных возмущающих тел в однородной среде, а определение гравитационного эффекта всей изучаемой среды, которая в общем случае всегда неоднородна и включает совокупность различных трехмерных возмущающих объектов на разных структурных этажах.

Таким образом, необходим новый подход к интерпретации — изучение не беспорядочного скопления возмущающих объектов, а упорядоченной совокупности петрографических образований, закономерность строения и взаимосвязь которых определены геологической историей изучаемого региона [20]. При этом оказалось необходимым также учитывать и гравитационное влияние глубинных структур смежных регионов. Выделение же региональной составляющей наблюдаемого поля и интерпретация только остаточных аномалий не позволяют получать полное решение, так как объектом исследований является земная кора на всю ее глубину и верхняя мантия.

До последнего времени в гравитационных моделях земной коры и верхней мантии принималось двухслойное строение при плотности "базальтового" слоя порядка $2,9 \text{ г/см}^3$ и плотности пород верхней мантии порядка $3,30 - 3,40 \text{ г/см}^3$, и граница Мохоровичича рассматривалась как контактная поверхность с перепадом плотностей порядка $0,5 - 0,4 \text{ г/см}^3$. Однако, как показала практика расчетов, кривые над моделями глубинных структур очень редко хорошо совпадали с наблюдаемыми полями, а корреляционные связи между гравитирующим влиянием границы М и наблюдаемым полем большей частью, если и проявлялись, то лишь качественно. Характерным являлось наилучшее совпадение расчетных и наблюдаемых данных на территориях, где не выявлены резкие изменения в поведении границы М.

Для профилей же ГСЗ, пересекающих контрастные глубинные структуры и имеющих значительные амплитуды границы М, удовлетворительного совпадения кривых V_z и Δg_B не наблюдается. При этом, как правило, разностный амплитудный эффект (абсолютная разница между максимальными и минимальными значениями по данному профилю) в расчетном поле всегда намного больше, чем в наблюдаемом поле. Так, по профилям ГСЗ X и XI, пересекающим Донбасс от приазовской части Ущ до Воронежского кристаллического массива, амплитудный эффект для моделей, рассчитанных при "стандартных" плотностях "гранитного" и "базальтового" слоев и верхней мантии, значительно превышал наблюдаемое поле [21, 22]. Аналогичные результаты получены и другими исследователями [9, 34 и др.]. Очевидно, если тщательно смоделировать гравитационное влияние верхних частей земной коры (V_z') и вычесть его из наблюдаемого поля Δg_B , то полученная разность $\Delta g_{ГЛ} = \Delta g_B - V_z'$ должна характеризовать гравитационное влияние глубинного строения земной коры и верхней мантии. Поскольку для большинства регионов, где проводится изучение глубинных структур земной коры и верхней мантии сейсмическими методами, строение приповерхностных структур и физические параметры слагающих их пород в первом приближении изучены весьма подробно, расчет поля V_z' , хотя и весьма трудоемок, но не представляет принципиальных трудностей. Первыми нашими работами в этом направлении было показано, что гравитационное влияние приповерхностных структур составляет большую часть наблюдаемого гравитационного эффекта, а остаточный гравитационный эффект от глубинных структур составляет лишь незначительную часть аномального поля даже для таких контрастных глубинных структур, которые фиксируются X и XI профилями ГСЗ [19, 21].

Ниже будут специально рассмотрены различные подходы к интерпретации гравитационного поля по профилям ГСЗ. Здесь же отметим, что практически везде, где тщательно проводилось моделирование гравитационного влияния верхнего структурного этажа, характер и амплитуды разностного поля $\Delta g_{ГЛ}$ менее контрастны, чем наблюдаемого поля Δg_B . Более того, для тех же профилей ГСЗ X и XI Г.Я. Гольцдрой [13] показано, что вообще

наблюдаемое поле полностью может быть объяснено неоднородностями верхней части земной коры мощностью порядка 10 км при вполне допустимых вариациях изменения плотностей осадочных пород Донбасса. Опыт различных исследователей, проводивших моделирование гравитационного поля по разным профилям ГСЗ, достаточно уверенно позволяет сделать вывод, что учет приповерхностных структур не позволяет компенсировать влияние глубинных структур при традиционно выбираемых значениях их параметров. Более того, получаемое поле $\Delta q_{гЛ}$, будучи еще менее контрастным, чем наблюдаемое, как правило, имеет гораздо меньше амплитуду, чем рассчитанное от контрастных глубинных границ К и М. Очень часто не только амплитуда, но и морфология полей $\Delta q_{гЛ}$ и $V_{гЛ}$ различна, особенно в тех случаях, когда рассматривались модельные расчеты с учетом контрастного поведения границы Конрада [9, 21, 22].

Можно считать установленным, что в большинстве районов контрастного поведения границ К и М соответствующий им рассчитанный суммарный гравитационный эффект $V_{гЛ}$ при "традиционной" модели земной коры и верхней мантии не может быть объяснен в наблюдаемом поле $\Delta q_{Б}$ и в остаточном поле $\Delta q_{гЛ}$ (после снятия влияния приповерхностных структур) без внесения в глубинный разрез земной коры и верхней мантии дополнительных аномальных масс, компенсирующих это влияние. Для последующих расчетов вычислялось поле $\Delta V_{гЛ}$, представляющее собой разность значений $V_{гЛ}$ и $\Delta q_{гЛ}$, т.е. $\Delta V_{гЛ} = V_{гЛ} - \Delta q_{гЛ}$.

Вполне понятно, что аномалии $\Delta V_{гЛ}$ легко могут быть объяснены наличием дополнительных аномальных масс в глубинной части разреза. Формальное решение может быть получено с помощью различных алгоритмов и технических затруднений не вызывает. Но вследствие неоднозначности решения обратной задачи гравиметрии формальных решений в зависимости от выбранного первого приближения может быть много. Поэтому-то и известны совершенно различные подходы к интерпретации аномалий поля $\Delta V_{гЛ}$. Так, В.Г.Козленко и Э.Л.Шен располагали дополнительные аномальные массы в "гранитном" или "базальтовом" слоях [17], К.А.Болубах [9], Д.Х.Хили и Д.Х.Уоррен [34] помещали неоднородности, объясняющие аномалии $\Delta V_{гЛ}$, в верхнюю мантию. Очевидно, что подобные построения можно принимать, если есть и какие-либо другие доказательства таких неоднородностей, кроме наличия аномалий $\Delta V_{гЛ}$. К сожалению, в большинстве случаев соответствующих сведений не только нет, но получаемые разрезы вступают в противоречия с теми материалами ГСЗ, на которые исследователи опираются при вычислении поля $\Delta V_{гЛ}$.

Рассмотрим эти противоречия подробнее. Получаемые неоднородности имеют дефицит или избыток плотности относительно параметров, принятых в расчетной модели, до $\pm 0,20$ г/см³. Если рассматривать неоднородности на границе М и ниже, то здесь прежде всего обращает внимание достаточно узкий диапазон изменения наблюдаемых граничных скоростей, большей

часть на континентах составляющий $8,0-8,2 \pm 0,2$ км/с [4, 12, 28]. В соответствии с этим наиболее вероятным должно быть и очень малое изменение плотностей вдоль границы М. И наоборот, если соседние блоки в верхней мантии имеют контраст плотностей до $0,2 - 0,3$ г/см³ (как это получается при интерпретации аномалий $\Delta V_{z/r}$ у К.А.Болубах [9], то на границе М наблюдался бы и значительный разброс значений V_p , чего на практике мы не наблюдаем.

Попытка объяснения аномалий $\Delta V_{z/r}$ введением еще одной контрастной гравитирующей границы ниже поверхности М [34] также неубедительна, так как она другими геофизическими данными не подтверждается.

Нами при моделировании глубинных структур Донбасса и ДДв [19, 21, 22 и др.] после многочисленных расчетов удовлетворительные результаты моделирования были получены лишь при изменении существовавших к тому времени представлений о гравитирующем влиянии структур по границам К и М.

На поверхности М изменение плотности составляет не более $0,25$ г/см³, так как при больших значениях этого перепада теоретически полученные значения $V_{z/r}$, удовлетворяя характеру поля $\Delta \varphi_{r/l}$ по морфологии, вызвали появление дополнительного гравитационного эффекта по интенсивности. К настоящему времени при анализе материалов по ЧССР аналогичные результаты получил В.Высочил.

Моделирование границы К в той интерпретации ее гипсометрии, которая была принята специалистами ГСЗ в 1968 г. по Донбассу и смежным территориям, показало, что ни по морфологии, ни по интенсивности моделируемый эффект даже при плотностном перепаде порядка $0,1$ г/см³ не объясняется в наблюдаемом поле. В пределах ДДв оказалось возможным предположить изменение плотности на границе К не более $0,1$ г/см³.

Рассмотрим, как же полученные результаты согласуются с материалами ГСЗ. К настоящему времени можно считать установленным, что в первом приближении наблюдается достаточно четкое градиентное увеличение скорости с глубиной в пределах различных блоков земной коры, хотя встречаются и инверсии скоростей [28]. В то же время раздел К во многих регионах выражен слабо или даже полностью отсутствует (например, на Украинском щите) [28], а если и отмечается, то величина его, как правило, не превышает $0,1 - 0,4$ км/с. Поэтому и перепад плотностей на границе К далеко не обязателен и вряд ли может превышать $0,1$ г/см³.

Переход от земной коры к верхней мантии сложен и разнообразен и в большинстве регионов представлен не общей резкой границей, а серией эшелонированных по глубине отдельных непротяженных сейсмических площадок [28, 35, 38]. Поэтому идентификация раздела М с одной резкой границей, как до последнего времени это делалось в большинстве работ при интерпретации материалов ГСЗ, весьма условна. К тому же в настоящее время нельзя достаточно уверенно определять величину скачка скоростей

на границе М. Но в любом случае эта величина меньше 1,0 км/с. Поэтому и перепад плотностей на разделе М (даже если его в первом приближении принимать не в виде зоны перехода, а как границу) наиболее вероятно не должен превышать 0,15 – 0,25 г/см³. В то же время отметим, что так как раздел М отмечается почти повсеместно, вряд ли можно отрицать наличие его гравитирующего влияния в районах контрастного поведения этого раздела.

Чрезмерная контрастность плотности по границе М в традиционных двухслойных моделях земной коры, очевидно, была отмечена многими исследователями. Поэтому в практике построения моделей земной коры и верхней мантии и наметилась тенденция к уменьшению величины контраста. А поскольку гравиметристы продолжали исповедовать слоистое строение консолидированной земной коры и постоянство плотностей отдельных блоков выделяемых слоев, то это выразилось в снижении величины плотности верхней мантии до 3,20 г/см³ [7, 9, 15 и др.], а в последние годы и до 3,10 г/см³. Соответственно уменьшилась амплитуда расчетных аномалий от глубинных структур и улучшилась сходимостъ полей $\Delta g_{\text{пл}}$ и $V_{2\text{пл}}$.

В связи с этим необходимо проанализировать правомерность занижения значений плотности для пород верхней мантии, которая наметилась у ряда исследователей. Данные о характерных для верхней мантии скоростях продольных сейсмических волн порядка 8,0 – 8,2 км/с свидетельствуют, что здесь могут располагаться ультраосновные породы типа перидотита, пироксенита, эклогита. Во всяком случае это не могут быть породы типа габбро или гранулита, скоростная характеристика которых ниже 8,0 км/с. Хотя существует два основных мнения о составе верхней мантии – эклогитовом или перидотитовом, – результаты широкой дискуссии, как указывает В.В.Белюсов [2], оказались явно в пользу второго решения. По данным различных исследователей плотность неизмененных ультраосновных пород, которые могут быть главной составной частью верхней мантии, находится в диапазоне 3,30 – 3,40 г/см³. К настоящему времени наиболее распространенной и обоснованной является "пиролитовая модель" состава верхней мантии, разработанная А.Э.Рингвудом и Д.Х.Грином [14]. Расчитанная ими плотность пироксенового пиролита составила 3,33 г/см³, гранатового пиролита – 3,38 г/см³. Плотность неизмененных эклогитов, по данным А.Э.Рингвуда [14], колеблется в пределах 3,40 – 3,65 при среднем значении около 3,50 г/см³.

Необходимо подчеркнуть, что это все данные при атмосферном давлении и нормальной температуре. При термодинамических условиях, характерных для континентальной земной коры на границе М, значения плотности еще должны увеличиться на 0,03 – 0,06 г/см³ [11]. Таким образом, при пиролитовом составе пород верхней мантии плотность ее должна быть порядка 3,40 г/см³, а при эклогитовом составе еще выше.

В соответствии с пиролитовой моделью состава верхней мантии и теми процессами, которые происходят при выплавлении базальта из пиролита верхней мантии [2, 3, 14], базальтоиды могут образовывать отдельные жидкие массивы ("аэнолиты"), прокладывая себе путь вверх либо путем всплывания, либо путем проплавления [2] и пополнять земную кору. В свою очередь, безводные базальты при увеличении давления и температуры могут переходить в эклогиты [14], что вызывает гравитационную неустойчивость (эклогиты тяжелее пиролита) и является причиной погружения блоков эклогита в верхнюю мантию.

Таким образом, совокупность различных фактов не позволяет рассматривать переход от земной коры в верхней мантии как одну резкую контактную границу, разделяющую слои, существенно отличающиеся друг от друга по плотности при сохранении постоянства этого параметра в каждом из слоев. Поэтому в гравитационной модели представление указанного перехода в виде одной границы M возможно лишь в качестве первого приближения, причем контрастность на границе M , очевидно, не должна превышать $0,15 - 0,25 \text{ г/см}^3$. В гравитационной модели более точным представляется рассматривать зону перехода M от земной коры к верхней мантии с градиентным изменением плотности с глубиной (как и в земной коре).

Обратим внимание на одно важное обстоятельство. Для проведения количественных расчетов нам необходимо знать величины плотностей на тех глубинах, на которых располагаются объекты в земной коре и верхней мантии. Между тем при определении средней плотности "гранитного" и "базальтового" слоев земной коры и верхней мантии обычно не упоминается о введении поправки за влияние термодинамических условий на соответствующих глубинах. Установлено, что повышение давления от 1 до 15 кбар приводит к увеличению ν_p у кислых пород на 10 - 12%, а плотности на 2,5 - 3,5%. Для основных и ультраосновных пород эти величины соответственно 5 - 7% и порядка 1% [11]. Следовательно, увеличение скорости и плотности происходит по существенно разным законам.

Влияние температуры весьма значительно сказывается на упругих свойствах. Очевидно, что корректными для изучения состояния вещества земной коры могут быть только измерения при достаточно высоких давлениях. Ф. Берч [36] показал, что для гранитов и габбро, испытанных при давлении 5 атм, при нагреве до 300°C ν_p уменьшаются приблизительно на 10%. В этом отношении показательны исследования под руководством Т. С. Лебедева [23], когда ν_p измерялось при тех давлениях и температурах, которые характерны для различных глубин на Украинском щите. Полученные результаты показали, что на Украинском щите характерно уменьшение ν_p с глубиной для всех пород (кроме габбро-монзонитов, для которых ν_p приблизительно постоянно).

Влияние температуры на непосредственное изменение плотности пород при повышении давления специально пока не изучалось. Но, исходя из

сведений о сжимаемости горных пород, можно полагать, что в диапазоне температур, характерных для континентальной земной коры, практически могут быть очень незначительные изменения σ в условиях высокого давления, во всяком случае меньше, чем влияние повышения давления.

Следовательно, эмпирической зависимостью $\sigma = f(v_p)$ необходимо пользоваться как первым приближением, учитывая все изложенное и стремясь для каждого региона уточнить эту зависимость как в целом для всей земной коры, так и для различных типов пород.

Таким образом, плотность верхней мантии, особенно с учетом увеличения плотности от давления, должна быть порядка $3,4 \text{ г/см}^3$. И действительно, если на поверхность верхней части земной коры выносятся породы со средней плотностью около $3,30 \text{ г/см}^3$ (габбро-пироксениты и перидотиты Покрово-Киреевской структуры [217]), то для верхней мантии можно предположить хотя бы незначительно большие величины. Как известно, на Украинском щите v_p на границе М колеблется от $8,1$ до $8,4 \text{ км/с}$, лишь в единичном случае достигая $8,6 \text{ км/с}$. Поэтому для подошвы переходной зоны земная кора — верхняя мантия среднее значение v_p должно быть порядка $8,4 - 8,5 \text{ км/с}$.

Плотность наиболее легких пород в верхней части земной коры Украинского щита гранитов σ составляет $2,60 \text{ г/см}^3$, но среднее значение σ для пород у кровли консолидированного фундамента составляет порядка $2,66 - 2,67 \text{ г/см}^3$. Скорость распространения продольных волн по данным ГСЗ, т.е. по тем материалам, с помощью которых мы определяем v_p в зоне М, составляет здесь $5,9 - 6,0 \text{ км/с}$.

В этом случае, если принять пропорциональную зависимость между σ и v_p , в первом приближении в диапазоне изменения v_p от σ , наблюдаемом в земной коре на Украинском щите,

$$\Delta \sigma \approx 0,3 \Delta v_p.$$

Учитывая данные о градиентно-слоистом строении земной коры, принимая наличие между земной корой и верхней мантией переходной зоны М, исходя из данных о плотностных и скоростных свойствах пород, предлагается проводить моделирование гравитационного эффекта.

Для Украинского щита оптимальными представляются следующие параметры среды.

От поверхности фундамента до изоскоростной линии $6,5 \text{ км/с}$, которая на Украинском щите расположена на глубине порядка $12 - 16 \text{ км}$, плотность пород изменяется от величин, характерных для поверхности отдельных блоков, до $2,75 - 2,80 \text{ г/см}^3$. Подчеркнем, что для пород даже одного и того же состава наблюдается увеличение плотности с глубиной их залегания [11]. В то же время в верхней части земной коры Украинского щита возможно существование зон, где совместное влияние температуры и давления могут привести к инверсии скорости [23]. Таким образом, зоны инверсии

скорости могут сопровождаться уменьшением плотности при изменении (лейкократизации) состава пород.

В целом градиентно-слоистое нарастание плотности с глубиной, индивидуальное для различных блоков в зависимости от геофизических и геологических материалов вплоть до появления слоев с инверсией плотности, характерно для всей земной коры и зоны перехода к верхней мантии. До глубин, характеризующихся скоростями $v_p = 6,8 + 7,1$ км/с, в модели принято градиентное нарастание плотности до $2,95$ г/см³. Еще ниже, до верхней части переходной зоны М, плотность увеличивается до величины $3,05 - 3,15$ г/см³.

В зависимости от глубины залегания, выразительности отдельных площадок М и значений v_p на них плотности на верхней границе М₁ переходной зоны М приняты $3,15 - 3,25$ г/см³, реже $3,10$ г/см³.

Такое представление плотностной модели не исключает наличия на отдельных площадках М больших перепадов плотностей, чем $0,05-0,15$ г/см³, однако при тонкой сэндвичевой структуре зоны отдельные контрасты на столь значительных глубинах от поверхности наблюдений будут аппроксимироваться и нивелироваться в общей осредненной градиентной модели. Градиентное нарастание плотности предусматривается по всей переходной зоне М до границы М₂, на которой предполагается исчезание в разрезе низкоскоростных пропластков и линз и распространение ниже границы М₂ исключительно пород верхней мантии.

По данным многих исследователей, верхняя мантия также гетерогенна [4, 6, 12, 27 и др.]. Однако, с одной стороны, неоднородности проявляются на весьма обширных территориях, а, с другой, — нет сведений о значительной контрастности этих неоднородностей. Поэтому в пределах отдельных регионов на континентах, пока нет конкретных данных о неоднородностях верхней мантии, в первом приближении верхняя часть мантии принимается однородной с плотностью $3,40$ г/см³.

В переходной зоне М плотность возрастает от $3,10 - 3,25$ до $3,40$ г/см³. В большинстве блоков это нарастание равномерно, но в некоторых сейсмические данные (сгущения отдельных площадок, аномально пониженные или повышенные значения граничной скорости и др.) позволяют предусматривать более сложную зависимость.

Результаты моделирования в гравитационном поле структур земной коры в предположении не только градиентного нарастания плотности с глубиной, что предпринимается уже с 1968 г. [19, 22], но и наличия зоны перехода от земной коры к верхней мантии, выполнялись по программам В.И. Старостенко [29, 30] и представлены в настоящем сборнике для филиала УИИ ГСЗ Могилев-Подольский — Таганрог [10]. Выполненные с помощью разработанной нами [19, 21, 39] методики и технологии итерационного моделирования градиентно-слоистых сред построения не содержат принципиальных противоречий с существующими геологическими, петрофизическими

и геофизическими материалами и позволили избежать тех трудностей, которые указаны выше. Упомянутые принципы моделирования в гравитационном поле глубинных структур земной коры континентального типа применяются нами для других профилей ГСЗ и могут быть рекомендованы в других регионах с различным глубинным строением.

На всех изученных нами профилях объясняется общая сбалансированность масс литосферы, выражающаяся в достаточно гладком поведении гравитационного поля на относительно спокойных в тектоническом отношении обширных территориях континентов, осложняемая влиянием гравитационных неоднородностей верхней части земной коры. Так, погружение поверхности консолидированного фундамента (ДДв и Донбасс) сопровождается сокращением мощности консолидированной земной коры вплоть до инверсии раздела М, пониженное положение этого раздела большей частью соответствует увеличению плотности в верхней части соответствующих блоков. В соответствии с этим логично предположить, что гравитационные неоднородности в глубинных частях литосферы в процессе тектонического развития стремились к такому перераспределению, чтобы установилось изостатическое равновесие.

Для жестких, относительно холодных блоков, изостатическое равновесие, очевидно, должно устанавливаться на уровне астеносферы. Поскольку в нижних частях земной коры при термодинамических условиях хотя бы в периоды "возбуждения" [3] породы находились в состоянии частичного плавления или повышенной пластичности, там должна была происходить интеграция плотностных неоднородностей и изостатическое уравнивание различных блоков. При развитии процессов гранитизации этот уровень комплексации мог возникать и в низах верхней части земной коры.

Механизм, приводящий в конечном счете к определенному равновесию блоков, очевидно, обязан совокупности факторов. Так, при подъеме астенолитов из астеносферы при пропитывании базальтоидами земной коры возможно ее утяжеление [3], особенно при преобразовании базальтов в эклотиты. Но разогрев вмещающих пород вследствие увеличения теплового потока при подъеме астенолитов, повышенная доля базальтоидной составляющей в астенолите по сравнению с составом соседних блоков может служить облегчению блока. Последнее будет также происходить при подъеме в верхние части земной коры растворов и щелочей, сопровождаемом выносом тепла и приводящим к гранитизации пород. Общее градиентное нарастание плотности с глубиной приводит к тому, что при движении блока слагающие его породы будут выходить из латерального равновесия с породами смежных блоков, что также может приводить к соответствующим перераспределениям масс. Смене опускания на подъем блока может способствовать новое поступление облегченного нагретого материала из астеносферы, переработка эклотитов с образованием более легких пород.

Перемещение расплавленных и пластичных масс, особенно при наличии труднопроницаемой кровли вышележащих пород, может приводить наряду с

вертикальными и к горизонтальным перемещениям блоков. А это, в свою очередь, будет требовать установления нового изостатического равновесия.

Таким образом, представление о градиентно-слоистом нарастании плотности с глубиной не только позволяет успешно моделировать в гравитационном поле глубинные структуры земной коры и верхней мантии, но и привлекать полученные результаты для выявления и объяснения общих закономерностей тектонических движений.

Л и т е р а т у р а

1. Балавадзе Б.К. Гравитационное поле и строение земной коры Грузии. Тбилиси, Изд-во АН ГССР, 1967. 122 с.
2. Белоусов В.В. Взаимоотношение между корой и верхней мантией Земли. - В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., 1972, с.610-629.
3. Белоусов В.В. Гестектоника. 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. Беляевский Н.А., Борисов А.А., Федьинский В.В. Глубинное строение земной коры СССР. - Природа, 1972, № 4, с.32-43.
6. Беляевский Н.А., Вольвовский И.С., Рудой В.З. О природе сейсмических слоев и границ в земной коре. - В кн.: Методика и результаты исследований земной коры и верхней мантии. М., 1972, с.7-43.
7. Борисов А.А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., "Недра", 1967. 503 с.
8. Ботт М. Внутреннее строение Земли. М., "Мир", 1974. 373 с.
9. Булах Е.Г., Болубах К.А., Маркова М.Н., Ржаницы В.А. Применение автоматизированной системы интерпретации гравитационных наблюдений (метод минимизации) при изучении геологических структур. - В сб.: Геологическая интерпретация гравитационных аномалий при изучении строения земной коры и верхней мантии. М., 1974. Рукопись деп. в ВИНТИ, №2374-74 деп, с.57-76.
10. Бурьянов В.Б., Красовский С.С., Куприенко П.Я., Шмидт А.О. Моделирование гравитационного поля структур земной коры Украинского щита по УШ профилю ГСЗ. См. наст. сборник.
11. Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях. М., "Наука", 1974. 223 с. Авт.: М.П.Воларович, Е.И.Бажик, А.И.Левыкин, И.С.Томашевская.
12. Вольвовский И.И. Сейсмические исследования земной коры в СССР. М., "Недра", 1973. 208 с.
13. Голыздра Г.Я. Современное состояние и перспективы комплексирования гравитационного и сейсмического методов при изучении земной коры и верхней мантии. М., 1974. 12 с. Рукопись деп. в ВИНТИ, № 2374-74 деп., с.26-37.
14. Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. и др. Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968. 335 с.
15. Дасижа А.И., Мелихов В.Р. О слоисто-блоковом строении земной коры Московский синеклиз (по профилю Череповец-Меленки). - Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1975, № 4, с.118-122.
16. Деменция Р.М. Кора и мантия Земли. М., "Недра", 1967. 280 с.
17. Козленко В.Г., Шен Э.Л., Лейбович С.Х. К истолкованию редуцированного гравитационного поля Днепровского грабена. - В кн.: Геофизические исследования на Украине. К., 1972, с.91-95.
18. Косминская И.П. Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхов мантии. М., "Наука", 1968. 228 с.
19. Красовский С.С. Моделирование структур земной коры и верхней мантии. - В кн.: Проблемы физики Земли на Украине. К., 1975, с.53-57.
20. Красовский С.С., Козленко В.Г., Старостенко В.И. До вивчення земної кори України. - Вісн. АН УРСР, 1974, № 2, с.21-24.
21. Красовський С.С., Коньков Г.Г., Бур'янов В.Б. Геологічна інтерпретація геофізичних матеріалів. К., "Наук.думка", 1973. 167 с.

22. Красовский С.С., Старостенко В.И. Применение геофизических методов для изучения связи поверхностных структур с глубинными в Приазовье. - В кн.: Симпозиум по проблеме связи поверхностных структур земной коры с глубинными. К., 1968, с.45-46.
23. Лебедев Т.С. Физические свойства пород литосферы в условиях больших глубин. - В кн.: Проблемы физики Земли на Украине. К., 1975, с.98-118.
24. Лещук Ф.А. Применение МРНП сейсмических волн при исследовании глубинного строения земной коры. - Геофиз. сборник, 1968, вып.25, с.56-60.
25. Павленкова Н.И. Волновые поля и модель земной коры. К., "Наук. думка", 1973. 213 с.
26. Павленкова Н.И., Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В. Обобщенная геофизическая модель земной коры некоторых геоструктур Украины. - Геофиз. сборник, 1974, вып.62, с.16-20.
27. Рябой В.З. Строение земной коры и верхней мантии по профилю Копетдаг-Аральское море. - Сов. геология, 1966, № 5, с.159-162.
28. Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. Глубинное строение и эволюция земной коры. - В кн.: Проблемы физики Земли на Украине. К., 1975, с.118-142.
29. Старостенко В.И. Аналітичний розв'язок прямої задачі гравіметрії для тіла складної форми у випадку лінійної зміни надлишкової густини с глибиною. - Довов. АН УРСР. Сер. Б., 1968, № 6, с.533-537.
30. Старостенко В.И., Красовский С.С., Дядюра В.А., Козленко В.Г. Интерпретация гравитационного поля методами подбора (итерационного моделирования) с помощью системы "человек-ЭВМ". М., 1973. Рукопись деп. в ВИНТИ, № 6522-73 Деп., с.31-42.
31. Субботин С.И., Наумчик Г.Л., Рахимова И.Ш. Мантия Земли и тектогенез. К., "Наук. думка", 1968, 174 с.
32. Успенский Д.Г. Геологическая интерпретация гравитационных аномалий при изучении строения земной коры и верхней мантии. М., 1974. Рукопись деп. в ВИНТИ, № 2372-74 Деп., с.118-126.
33. Хаин В.Е. Основные тенденции в развитии земной коры. - В кн.: МГК XXIV сессия. Доклады советских геологов, проблема 3. М., 1972, с.125-131.
34. Хилл Дж.Х., Уоррен Д.Х. Сейсмическое зондирование в Северной Америке. - В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., 1972, с.162-174.
35. Чекунов А.В. Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. К., "Наук. думка", 1972. 174 с.
36. Birch F. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, p.1. - J.Geophys.Res., 1960, 65, N 4, p.1083-1102.
37. Geese P. Versuch einen Gliederung der Erdkruste in Alpen mit Hilfe charakteristischer refraktion-laufzeit-kurven sowie eine geologische Deutung. - Inst.Meteorol.Geophys., Berlin (West), 1968, 1, N 2, 214 S.
38. Meisner R. Exploring deep sinterfaces by seismic wide angle measurements. - Geophys. Prospect., 1967, 15, N 4, p.598-617.
39. Mueller S., Landisman M. Seismic studies of the Earth's crust in Continents. 1: Evidence for a low-velocity zone in the upper part of lithosphere. - Geophys., J.Roy.Astron.Soc., 1966, 10, p.525-538.
40. Nafe J.E., Drake C.L. Physical properties of marine sediments. - In: The sea. Vol.3, New York - London, 1963, p. 794-815.

В.Г.Козленко

К ПОСТРОЕНИЮ ГРАВИТАЦИОННОЙ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

При решении главной геологической проблемы изучения тектоносферы Земли достаточно широко привлекаются данные гравиметрии. С их помощью получено много важных сведений о строении как литосферы в целом, так и отдельных геоструктур. Однако остается открытым вопрос оценки достоверности результатов интерпретации поля силы тяжести. Расхождения в истолковании гравитационных аномалий одних и тех же площадей, как известно, могут быть значительными. Это явление специалисты склонны рассматривать как неизбежность, порожденную принципиальной неоднозначностью решения обратной задачи в теории потенциала. Ограничение вариантов решения ищется обычно посредством привлечения так называемой априорной информации. Этот путь, путь комплексной интерпретации, является генеральной перспективой развития прикладной геофизики. Но целесообразно проанализировать возможности ограничения неоднозначности истолкования данных гравиметрии средствами самого метода за счет пересмотра и усовершенствования методических приемов. Необходимость такого пересмотра отчетливо выявляется при попытке построения гравитационных моделей больших объемов геологического пространства, таких, как тектоносфера в целом.

Под тектоносферой понимается часть планеты, в которой происходят процессы, приводящие к изменениям в составе и структуре внешней оболочки Земли [2]. Эти процессы так или иначе связаны с внутренними неоднородностями земного шара, и прежде всего с неоднородностями плотности. Последние могут быть весьма значительны: по оценкам Г.А.Мещерякова [12] отклонения средних плотностей 23 конусов с вершинами в центре Земли достигает $-0,16$ и $+0,31$ г/см³ относительно средней плотности Земли $5,517$ г/см³. По этим данным невозможно установить, на какой глубине находятся плотностные неоднородности. Но очевидно, что, по крайней мере, часть из них приурочена к тектоносфере. Ее нижняя граница определяется наибольшими глубинами гиподцентров землетрясений, которые достигают $800 - 900$ км. По современным сейсмологическим данным [9], начиная с глубины 1000 км мантия сложена практически однородным веществом, слой которого имеет мощность около 1500 км и плотность $4,56 \pm 0,05$ г/см³. Исходя из этого, для решения проблемы тектоносферы с помощью гравиметрии целесообразно составлять плотностную модель внешней оболочки Земли толщиной 1000 км (зоны В и С мантии по Буллену). Разумеется, нельзя гарантировать, что неоднородности Земли, которые залегают глубже 2500 км (в частности, в переходном слое $2500 - 2900$ км), не будут создавать помех при работе с моделью внешней гессферы, но все же наличие однород-

ного слоя в 1500 км должно оказать сильное фильтрующее воздействие. Иными словами, вещество нижней мантии, располагающееся глубже 1000 км, можно принять за основу приведения плотностной модели тектоносферы.

Плотностная модель тектоносферы не может быть построена с одинаковой детальностью на всю мощность; и в этом нет необходимости. Модель первого порядка должна быть ориентирована на выявление крупных неоднородностей из разряда тех, которые прогнозированы Г.А.Мещеряковым. С ее помощью подлежат решению вопросы типа: связаны ли с верхней мантией глобальные аномалии, оконтуренные по спутниковым данным; на какую глубину прослеживается различие в веществе мантии, подстилающей континенты и океаны; каков характер плотностных неоднородностей верхней мантии под срединно-океаническими хребтами (свидетельствуют ли они, в частности, о существовании конвективных потоков) и т.п. Для решения подобных вопросов детализация модели может оказаться только помехой.

Сравнительно более подробной должна быть модель, охватывающая область развития собственно тектонических процессов и генерирующих их слой, т.е. литосферу и астеносферу. Это зона, в пределах которой осуществляется изостатическое уравнивание неоднородностей самой внешней оболочки Земли. По существующим сейчас представлениям, глубина изостатической компенсации составляет в среднем не менее 150 км. Согласно массовым расчетам глубин нижних кромок гравитирующих блоков [5], выделяется ряд уровней, которые, возможно, отражают разновозрастное строение астеносферы, неодинаковое под материками и океанами. Нижние из этих уровней находятся на глубинах 330 - 350 км, но граница существенной смены физических свойств намечается на глубине порядка 230 км [5]. По С.И.Субботину [14], зоны сжатия или расширения вещества, ответственные за тектонику верхних горизонтов, находятся на глубинах 200 - 300 км.

Таким образом, размер по вертикали модели второго порядка определяется величиной, близкой к 250 км. Детальность этой модели должна быть достаточной для выяснения особенностей строения и взаимоотношения литосферы и астеносферы в пределах основных типов геоструктур: кристаллических щитов, платформ разных возрастов консолидации, зон тектонической активизации, альпийских орогенов, внутренних и окраинных морей, зон перехода от континентов к океанам, островных дуг и глубоководных желобов, сводовых поднятий и вулканических хребтов, океанических котловин.

Модели следующего, третьего, порядка ограничиваются глубиной, примерно соответствующей мощности земной коры, - в среднем 50 км. Назначение этих моделей - исследование структуры коры: интерполяция поверхности M между профилями ГСЗ, установление соотношения мощностей базальтового и гранитного слоев в блоках, определение границ блоков в горизонтальном направлении и т.п.

Модели четвертого уровня строятся для расшифровки структуры наиболее неоднородной части земной коры, охватывающей верхние 10 - 15 км.

Степень подробности этих моделей должна быть достаточной для определения структуры и взаимоотношения между основными тектоно-петрографическими формациями щитов и платформ (интрузивных массивов, антиклинорных и синклинорных зон) или структурными элементами впадин-авлакогенов (основные горсты и грабены по поверхности кристаллических пород, крупные соляные купола).

Модели пятого уровня охватывают глубины, достижимые для поисково-разведочного бурения: 0,5 - 1 км на щитах, 3 - 5 км во впадинах. Они направлены на выявление и изучение объектов, представляющих интерес с точки зрения полезных ископаемых - рудных тел, нефтегазоносных структур.

При сравнении вертикальных размеров моделей разных порядков можно проследить определенную закономерность: отношение "толщины" моделей смежных уровней составляет 1:4 - 1:6. Очевидно, такое же примерно соответствие должно соблюдаться при представлении моделей в плане. Горизонтальный масштаб моделей непосредственно связан с масштабом карт гравитационного поля, которые используются для интерпретации. Сечение изоаномал гравитационных карт определяет степень аппроксимации модели; нет смысла строить разрез в деталях, гравитационный эффект которых по величине меньше точности представления наблюдаемого поля.

Соотношение между моделями можно установить с помощью следующей таблицы:

Порядок (уровень) модели	Объект исследования	Средний размер модели по вертикали, км	Горизонтальный масштаб карт и разрезов	Детальность аппроксимации модели, мгл
5	Отдельные структуры	2	1:50000	0,5
4	Крупные геологические формации	10	1:200000	2,0
3	Земная кора	50	1:1000000	5
2	Литосфера и астеносфера	250	1:5000000	До 10
1	Тектоносфера	1000	1:25000000	?
0	Земля в целом	6370	-	-

В список добавлена модель нулевого уровня - Земля в целом, без которой иерархия моделей выглядит незакончено. Далее будет показано, что это добавление является оправданным не только в формальном смысле.

Рассмотрим вкратце методику построения плотностных моделей по уровням. Главные объемы интерпретации расходятся на поисково-разведочные исследования, имеющие дело преимущественно с моделями пятого уровня. Методологической основой аппарата интерпретации поля силы тяжести является понятие аномалии. Соответственно плотностная модель представ-

ляется бесконечной однородной средой, в которую включены изолированные тела, отличающиеся от вмещающей среды по плотности. Параметры этих тел определяются по особенностям возмущений гравитационного поля, которые выражены морфологически относительно прилегающих участков поля.

Уже накоплено достаточно материалов, которые показывают, что в реальных условиях крайне редко встречаются ситуации, когда задачу можно свести к выявлению ограниченного объекта, включенного в однородную среду. Как правило, исследуемому объекту соответствует аномалия, находящаяся в непрерывном ряду других возмущений поля. Способов однозначного выделения аномалий из суммарного поля не существует, эта операция субъективна независимо от методики, будь то формальные преобразования или геологическое редуцирование. Отсюда достоверность результата интерпретации не может быть оценена не только количественно, но и качественно. При сложном геологическом строении суперпозиция гравитационного влияния формаций, которые слагают разрез, может создавать нивелированную структуру наблюдаемого поля. Крайним, но вряд ли уникальным случаем является поле силы тяжести над Речицкой структурой — практически линейный график Δg при очень разнообразной геологической "начинке" [4].

Поэтому все чаще при решении задач разведочного характера прибегают к расчету поля полной совокупности геологических формаций, слагающих разрез, относительно некоторой средней плотности (например, плотности "гранитного" слоя). Плотностная модель в этом случае по своей структуре более или менее приближается к реальному распределению масс, обусловленному ходом геологического развития участка.

Построение моделей четвертого уровня в методическом отношении мало чем отличается от моделей для решения поисково-разведочных задач — то же выделение аномалий, соответствующих тем или иным формациям, с последующим нахождением параметров объекта, либо подбор совокупности аномалий по отдельным профилям (с учетом, в случае необходимости, трехмерности тел).

В изучении земной коры (модели третьего уровня) широко распространены корреляционно-статистические методы — анализ связи аномалий Буге с высотами дневного рельефа и мощностью земной коры [3], прогнозирование глубинных геолого-сейсмических границ на основе их корреляции с аномалиями поля силы тяжести [10], статистическое обобщение массовых определений верхних и нижних кромок гравитирующих блоков [5], а также вычисление аномалий изостатической редукции [1]. Часто практикуется также подбор аномалий Буге и Фая (на море) по отдельным сечениям, которые, как правило, совмещаются с сейсмическими профилями с тем, чтобы получить возможность построить исходную модель, опираясь на сведения о скоростном разрезе.

Каждый из перечисленных методов имеет недостатки. Нахождение корреляции типа $\Delta g = f(H_M)$ связано с абстрагированием от конкретной структуры земной коры. Правильность прогнозирования по корреляционным методикам зависит от представительности эталонной области, а также от достоверности эталонных данных, гарантировать которую пока нет возможности. Палеточные оценки глубин ограничения гравитирующих масс зависят от выделения нулевого уровня аномалий со всеми вытекающими последствиями. Положение осложняется тем, что для земной коры в целом также, по-видимому, нередки случаи взаимной компенсации эффекта от граничных слоев земной коры и неоднородностей внутри них [6, 13]. Аномалии изостатической редукции в принципе неплохо представляют плотностные неоднородности коры, но поскольку модель приведения берется очень схематизированной, эти аномалии нуждаются в длительной обработке, прежде чем из них будет получена требуемая информация. Безусловно, эффективным средством интерпретации является подбор наблюдаемых аномалий, но у него есть существенный недостаток: расчетное поле пытаются сделать похожим на наблюдаемое только в морфологическом отношении, пренебрегая абсолютным уровнем. Тем самым находится лишь латеральная дифференциация разреза (блоковый фактор); учесть слоистый фактор, т.е. найти, скажем, соотношение мощностей гранитного и базальтового слоя, нет возможности, если на данном отрезке профиля их эффект входит как постоянное слагаемое.

Получение информации о плотностной модели литосферы ниже подошвы коры, а также астеносферы (модель второго уровня) сводится обычно к отфильтровыванию из наблюдаемого поля аномалий больших радиусов корреляции [1] или к выделению части поля, оставшейся после учета эффекта коры [11]. Ясно, что параметры масс по аномалиям, выделенным таким способом, будут зависеть от того, какой взят радиус осреднения или несколько снятый эффект коры соответствует ее реальному строению.

В отношении моделей первого уровня неопределенность возрастает еще больше. Так, хотя в среднем глубина источников планетарных аномалий, картируемых по наблюдениям за искусственными спутниками Земли, оценивается в 700 - 800 км, разные авторы помещают эти источники в интервале от верхов литосферы до границы между мантией и ядром [15].

Для моделей второго и первого уровней, насколько известно, не делались попытки представить распределение плотностей во всем объеме соответствующих геосфер с моделированием их эффекта. По-видимому, это связано в основном с трудностью представления части наблюдаемого поля, которая обусловлена объемом данных геосфер. При работе с моделями высших уровней острота проблемы затухала тем, что моделировались особенности поля, ярко выраженные морфологически; так называемые региональные составляющие, в том числе абсолютный их уровень, устранялись произвольным образом. Выделение из наблюдаемого поля той его части,

которая соответствует толще в 1000 км, с помощью вычитания "региональной составляющей" уже не кажется вполне приемлемой процедурой. Возникает потребность в установлении более строгих критериев.

При попытках выявить такие критерии следует исходить из сущности наблюдаемого гравитационного поля, обычно представляемого в редукции Буге. Поправка Буге вычисляется по формуле

$$\Delta g'' = \frac{2h}{R} \left[1 - \frac{3}{4} \frac{\sigma}{\sigma_0} \right] g_0 = (0,3086 - 0,418 \sigma) h,$$

где h — высота точки наблюдения над уровнем моря; R — радиус Земли; g_0 — значение поля силы тяжести на экваторе; σ — плотность промежуточного слоя; σ_0 — средняя плотность Земли.

Таким образом, с помощью поправки Буге учитывается эффект промежуточного слоя, приведенного к средней плотности Земли, равной $5,52 \text{ г/см}^3$. Поправка за широту (нормальный градиент) представляет собой эффект эллипсоида вращения с той же средней плотностью. Следовательно, "наблюдаемая" аномалия Буге устраняет действие идеальной фигуры Земли и идеальных внешних масс при данной средней плотности. Отсюда, чтобы получить модельную аномалию, которую можно сопоставить с "наблюденной" аномалией Буге, нужно рассчитать эффект всех геосфер, включая ядро, с использованием плотности приведения, равной $5,52 \text{ г/см}^3$. Пока изучались первые верхние километры земной коры, не было смысла принимать во внимание распределение плотности в остальной, намного большей части планеты. В качестве плотности приведения стали использовать не $\sigma = 5,52 \text{ г/см}^3$, а более близкие к реальным условия плотности; при этом абсолютными величинами расчетных аномалий пришлось пренебречь.

Работа с моделью "мощность" в 1000 км уже делает необходимым учет нижележащих геосфер, поскольку ее объем соизмерим со средним объемом Земли. При этом целесообразно перейти от средней плотности Земли к распределению плотностей, отражающих реальное размещение масс внутри Земли. Возможность такого перехода вытекает из теоремы Стокса, согласно которой сила тяжести на заданной уровневой поверхности определяется независимо от характера размещения масс внутри тела. Формула Клеро $g = g_e (1 - \beta_1 \sin^2 \varphi + \beta_2 \sin^2 2\varphi)$, на основе которой вычисляются значения нормального градиента, выводится из формулы Пизетти и Сомильяна

$$g = \frac{g_e a \cos^2 \varphi + g_p b \sin^2 \varphi}{\sqrt{a^2 \cos^2 \varphi + b^2 \sin^2 \varphi}},$$

которая описывает в замкнутом виде связь между формой поверхности и силой тяжести, снимая ограничения на распределение масс [7].

Следовательно, нормальное поле на эллипсоиде вращения с известной средней плотностью теоретически эквивалентно тому, которое создается распределением плотности с глубиной $\rho = f(r)$, удовлетворяющим физическим параметрам эллипсоида — общей массе, моменту инерции и т.п. Функция $\rho = f(r)$ в однопараметрическом виде для Земли известна достаточно хорошо: различные варианты аппроксимации ее расходятся только в деталях, не влияющих на общую закономерность [8, табл.3]. Опираясь на эту функцию, можно вычислить вклады в наблюдаемое гравитационное поле каждой геосферы, в том числе зон В и С мантии, составляющих основную часть модели первого уровня.

Таким образом, можно получить обоснованные величины постоянных слагаемых гравитационного эффекта модели первого уровня. Естественно, что за плотность приведения при моделировании неоднородностей первого уровня нужно принимать часть функции $\rho = f(r)$ на отрезке от поверхности Земли до глубины 1000 км.

Аналогично, очевидно, можно рассчитывать, если в этом возникает необходимость, неоднородности в более глубоких геосферах. Из рассмотренного аспекта вытекает общая формулировка задачи построения гравитационной модели: нахождение адекватного, т.е. наилучшим образом приближающегося к действительности распределения $\rho = f(r)$ по каждому из радиусов Земли.

Вернемся теперь к таблице сопоставления моделей. При ее характеристике отмечалось, что неоднозначность интерпретации возрастает с глубиной, понижением порядка модели. Казалось бы, что наибольшей неопределенностью должна отличаться модель нулевого уровня, т.е. распределение $\rho = f(r)$ для Земли в целом. Однако на деле существует противоположная ситуация: как отмечалось выше, функция $\rho = f(r)$ определена вполне достоверно. Это объясняется тем, что Земля в целом является замкнутой системой, параметры которой установлены с большой точностью. Поэтому распределение плотности внутри Земли возможно только в таких вариантах, которые не противоречат величине ее общей массы, средней плотности, момента инерции. Еще большие ограничения на варианты плотностной модели Земли накладывает учет данных сейсмологии, особенностей собственных колебаний, сведений о среднем химическом составе и т.п. Таким образом, замкнутость системы не устраняет неоднозначности в определении ее структуры, но приводит к ограничению этой неоднозначности достаточно жесткими рамками.

Разнобой в интерпретации аномалий силы тяжести с моделями первого — пятого уровней объясняется именно тем, что они представляют собой незамкнутые системы. Причем большая достоверность решения для моделей высоких уровней является кажущейся. Каким бы длинным ни был

интерпретационный профиль (или совокупность профилей), он имеет начало и конец, устанавливаемые волевым порядком; чаще всего критерием размеров модели по горизонтали служат пределы изучаемой площади или структуры. Вследствие этого границы модели являются неконтролируемыми, за них почти беспрепятственно вытесняются в процессе интерпретации следствия неправомерных допущений, погрешности в задании параметров и просто ошибки. В этом и состоит объективный источник недостоверности истолкования данных гравиметрии.

Возникает вопрос, как сделать модели замкнутыми, если изучаемые геосферы не имеют естественных ограничений, на которых можно было бы измерить их осредненные характеристики, такие, как общая масса и средняя плотность для Земли в целом. Выход здесь может быть один: подчинить модели всех уровней решению единой задачи уточнения функции $\rho = f(r)$, сделав их зависимыми друг от друга. Зависимость между моделями должна строиться на принципе обратной связи. Это означает, что изменения в модели одного уровня обязаны согласовываться с построениями в моделях соседних уровней. Практическая необходимость использования обратной связи между моделями была установлена в процессе интерпретации поля силы тяжести Днепровско-Донецкого авлакогена [16]. Принципиальная взаимозависимость моделей вытекает из того, что введение изменений в распределение плотности в одной геосфере требует обязательного компенсирующего изменения плотностной характеристики других геосфер, что должно быть согласовано с независимыми данными других методов, в первую очередь сейсмологии. Отсюда обратная связь между моделями служит средством контроля допустимости тех или иных вариантов решения, выражаемых в распределении плотностей в модели изучаемой геосферы. При этом рационально строить каждую модель более высокого порядка как детализацию плотностной функции соответствующей части модели низшего уровня. Например, распределение плотности в тысячекилометровой оболочке следует рассматривать, исходя из функции $\rho = f(r)$ для Земли в целом; модель литосферы и астеносферы должна служить органическим развитием в сторону уточнения верхней части модели тысячекилометровой оболочки и т.д. Подход "снизу вверх" дополнит принятый сейчас подход "сверху вниз" и обеспечит замыкание моделей в единую систему.

Введение этого методического приема потребует унификации способа расчета избыточных плотностей. До настоящего времени при выборе плотности приведения интерпретаторы руководствуются соображениями удобства, поэтому за среднюю приведения принимаются самые разнообразные комплексы пород наибольшей мощности в пределах участка, гранитный слой, осредненная кора, верхняя мантия различного состава. Считается, что все способы приведения равноправны, поскольку величины аномальных эффектов расходятся на постоянные величины, якобы не имеющие значения для

интерпретации. Это представление, возникшее и ставшее привычным при решении задач разведочного характера, обнаруживает, как было показано выше, свою несостоятельность при использовании гравиметрии для изучения больших геологических пространств.

Унификация функции приведения, помимо прочего, имеет организационный смысл, так как в противном случае модели, которые рассчитываются разными авторами на смежных территориях, никогда не удастся состыковать. Есть и другой, более существенный аргумент: если в процессе расчетов модели того или иного порядка выяснится необходимость скорректировать функцию приведения в ее пределах, то это даст дополнительную информацию относительно физико-геологического строения изучаемого слоя планеты.

Здесь не рассматриваются вопросы выбора конкретного вида функции $\rho = f(r)$, а также представления наблюдаемых значений силы тяжести на поверхности Земли (выбора нормальной формулы). Оба эти вопроса, связанные между собой, составляют предмет, нуждающийся в специальном решении. Цель настоящей работы — привлечь внимание к методическим проблемам построения и расчета плотностных моделей, охватывающих объемы планетарного масштаба. Специфика этих моделей не позволяет использовать для их построения общепринятую методику, разработанную применительно к решению разведочных задач.

Наиболее перспективными при изучении тектоносферы Земли с помощью гравиметрии представляется путь изучения единой функции распределения плотности с глубиной посредством построения иерархического ряда моделей, замкнутых адаптивной обратной связью в итерационные циклы. Этот путь сложен в техническом отношении хотя бы потому, что теория итерационного моделирования в приложении к задачам геофизики совершенно не разработана. Однако практическая реализация этого подхода несет ту большую выгоду, что становится принципиально достижимым контроль за достоверностью решения обратной задачи гравиметрии при исследовании земной коры и верхней мантии Земли.

Л и т е р а т у р а

1. Артемьев М.Е. Изостазия территории СССР. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1973, № 6, с.3-10.
2. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М., "Недра", 1975. 262 с.
3. Беляевский Н.А. Корреляционные зависимости между аномалиями Δg Буте, границами в земной коре и глубинами до поверхности Мохоровичича. — В кн.: Глубинное строение земной коры. М., 1975, с.5-33.
4. Булыга В.Х. О результатах детальных гравиметрических работ в Припятской впадине. — В кн.: Геофизические исследования на Украине. К., 1970, с.155-158.
5. Вашилов Ю.Я. Глубинные гравиметрические исследования (с помощью билогаримических палеток). М., 1973. 156 с.
6. Голиздра Г.Я. Современное состояние и перспективы комплексирования гравитационного и сейсмического методов при изучении земной коры и верхней мантии. — В сб.: Материалы расширенных заседаний Обще-

московского семинара по гравиметрии I и 2/II-73. М., 1974. Рукопись деп. в ВИНТИ, № 2371 Деп, с.26-37.

7. Грушинский Н.П., Сажина Н.Б. Гравитационная разведка. М., "Недра", 1972. 388 с.
8. Барков В.Н., Трубицын В.П., Самсоенко Л.В. Физика Земли и планет. Фигуры и внутреннее строение. М., "Наука", 1971. 383 с.
9. Калинин В.А., Сергеева Н.А. Особенности строения нижней мантии Земли. - Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1975, № 7, с.6-14.
10. Каратаев Г.И., Ватлин Б.П., Захарова Т.Л. Методика комплексной геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. Новосибирск, "Наука" 1973. 167 с.
11. Лопатина Н.П., Рябой В.З. Скоростные и плотностные неоднородности верхней части мантии территории СССР. - ДАН СССР, 1972, 207, № 2, с.337-340.
12. Мещеряков Г.А. О наличии горизонтальных неоднородностей в теле Земли. - Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1970, № 3, с.37-43.
13. Никольский Ю.И., Миллай Т.А., Коган Л.З. Геолого-геофизические исследования тектоники, магматизма и металлогении Кавказа. Л., "Недра", 1975. 216 с.
14. Субботин С.И. Глубинная структура территории Украинской ССР по данным геофизических исследований. - В кн.: Геологические результаты прикладной геохимии и геофизики, М., 1960, с.58-66.
15. Тараканов Ю.А., Винник Л.П. Новая интерпретация ундуляций геоида на море. - ДАН СССР, 1975, 220, № 2, с.339-341.
16. Козленко В.Г., Шен Э.Л. Интерпретация площадных остаточных аномалий силы тяжести при построении гравитационной модели Днепровско-Донецкой впадины. - См. наст. сборник.

УДК 550.311

Э.Л.Шен

О ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИИ МАСС В НЕДРАХ ЗЕМЛИ

Наиболее вероятной первопричиной тектонических движений считается гравитационная конвекция и связанные с ней явления. Дифференциация вещества Земли по плотности означает, что процесс ее эволюции идет с неуклонным уменьшением гравитационной потенциальной энергии. Поэтому можно поставить вариационную задачу отыскания функции плотности $\rho = \rho(r)$, которая доставляет минимум функционалу, определяющему гравитационную потенциальную энергию $[1]$:

$$\Omega = -2\pi \int_0^R \rho r^2 dr,$$

где V - гравитационный потенциал.

Распределение плотности считается здесь сферическим относительно центра Земли. Известные выражения для массы и момента инерции можно использовать как интегральные ограничения $[1]$:

$$4\pi \int_0^R \rho r^2 dr = M,$$

$$\frac{8\pi}{3} \int_0^R \rho r^4 dr = 1.$$

Еще одним необходимым ограничением является предположение о том, что значения плотности в любой точке радиуса ограничены сверху и снизу. В задачу это войдет в виде условия, что плотность может принимать значения в ограниченной замкнутой области.

Можно показать, что требования минимума гравитационной потенциальной энергии и максимума потенциала в центре Земли эквивалентны. Будем использовать требование максимума потенциала в центре Земли $V_0 = 4\pi \int_0^R \rho r dr$. Ограничения на плотность наложим простейшие: $\rho_0 > \bar{\rho} > \rho_1 > 0$. Здесь $\rho_0 = \text{const}$ — максимально допустимая плотность; $\rho_1 = \text{const}$ — минимально допустимая плотность; $\bar{\rho}$ — средняя плотность Земли.

Теперь могут быть сформулированы две задачи, в виде которых конкретизируется задача, поставленная выше. Обе они решаются с помощью принципа максимума Понтрягина [2].

Задача 1. Считая, что Земля уже находится в устойчивом равновесии и развитие ее закончилось, найти оптимальный закон плотности. Решение будет разрывным, с одним разрывом функции плотности $\rho = \rho(r)$. На первом интервале непрерывности $\rho = \rho_0$, а на втором — $\rho = \rho_1$.

Задача 2. Варьировать решение задачи 1 — полученную разрывную функцию $\rho = \rho(r)$ — таким образом, чтобы привести плотность внешнего слоя модели в соответствие с плотностью внешнего слоя Земли. При этом все требования к получаемому таким образом новому плотностному закону сохраняются. Область допустимых значений плотности при варьировании ограничена аналогично задаче 1, но ноль оказывается внутри этой области. Другими словами, плотность в вариации может принимать и отрицательные значения.

Решением задачи 2 будет разрывная функция $\delta\rho = \delta\rho(r)$ с двумя разрывами. Комбинируя решения задач 1 и 2, можно провести построения, показанные на рис. 1. Закон плотности 1 получен из решения задачи 1 и известного для Земли размера ядра. Закон 2 получен с помощью решения задачи 2 (из закона 1) и соответствует современному распределению плотности в Земле. Можно сказать, что законы 1 и 2 моделируют конечное и современное распределения плотности при предельной схематизации. Второй разрыв в законе 2 соответствует переходной зоне "С" Буллена. Гравитационная энергия для закона 1 меньше, чем для закона 2, т.е. от 1 к 2 мы идем в направлении, противоположном естественному процессу. Поэтому закон 3, полученный из закона 2 простым увеличением амплитуды вариации, может быть принят за исходный в развитии Земли. Закон 3 соответствует модели с меньшим радиусом. Отсюда следует гипотетический вывод: перераспределение масс в Земле могло идти таким образом, что гравитационная энергия уменьшалась, но размеры ее увеличивались. Это мог-

до произойти в случае, если бы момент инерции не изменялся в процессе эволюции Земли, точнее - мало изменялся.

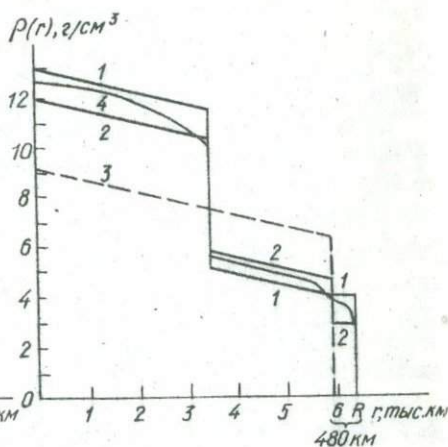
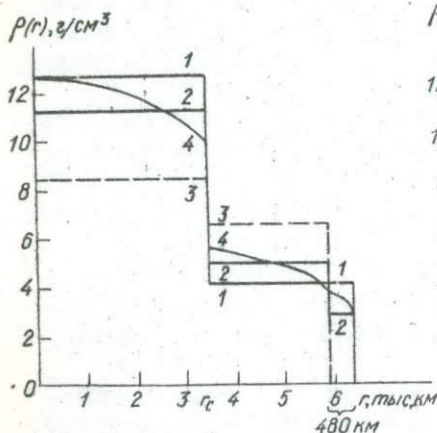


Рис.1. График распределения плотности в Земле при условии постоянства области ее допустимых значений для конечного закона I: 1-3 - закон плотности, соответствующий: состоянию устойчивого равновесия (1), современному распределению плотности (2), первоначальному распределению плотности в Земле (3); 4 - распределение плотности в модели "Земля-1".

Рис.2. График распределения плотности в Земле, область допустимых значений которой для конечного закона I является функцией радиуса. Условные обозначения те же, что и для рис.1.

На рис.2 показано построение от исходного закона 3 к современному 2 и конечному 1 в предположении, что закон 3 - линейный. По логике построений законы 1 и 2 должны давать интервалы плотности для реально существующего распределения. Сопоставление с законом плотности модели "Земля-1" [3] подтверждает вероятность такого хода развития Земли, как это было высказано выше. Необходимо подчеркнуть, что вывод о том, что у Земли должно быть ядро со скачком плотности на его границе, следует из решения задачи I. Это увеличивает достоверность и последующих выводов.

Л и т е р а т у р а

1. Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М., "Наука", 1965. 379 с.
2. Понтрягин Л.С., Болтянский В.Г., Гамкрелидзе Р.В., Мищенко Е.Ф. Математическая теория оптимальных процессов. М., "Наука", 1969. 384 с.

УДК 551.241

С.С.Красовский, Л.И.Койфман

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ
ПРИ ПОСЛОЙНОМ И ГРАДИЕНТНОМ НАРАСТАНИИ ПЛОТНОСТИ С ГЛУБИНОЙ

Наиболее распространенной точкой зрения на гравитационную модель консолидированной земной коры является представление ее в виде гранитного и базальтового слоев с постоянными плотностями в слоях (большая часть принимаемых $2,7 \text{ г/см}^3$ и $2,9 \text{ г/см}^3$) и перепадами плотностей на границах Конрада (обычно $0,2 \text{ г/см}^3$) и Мохоровичича (порядка $0,3 - 0,5 \text{ г/см}^3$, чаще всего $0,4 \text{ г/см}^3$) [1, 7].

К настоящему времени накоплены обширные геологические, петрографические, сейсмические, гравиметрические и другие материалы, свидетельствующие об отсутствии резкого перепада плотностей на границе Конрада и значительно меньшем перепаде плотностей при переходе от земной коры к верхней мантии. Более подробно об этом изложено С.С.Красовским [3].

В связи с этим возник вопрос - если на самом деле земная кора представляет собой градиентно-слоистую среду, то насколько точными, корректными будут количественные расчеты гравитационного эффекта над различными структурами, если исходить из прежних представлений о двухслойном строении коры.

Вполне понятно, что если просто сравнивать гравитационный эффект над одними и теми же структурами при контактном и градиентном распределении плотностной функции с глубиной, то мы получим существенно разный результат из-за различного количества масс в разных моделях.

Поэтому нами проводилось сравнение эффекта над различными моделями отдельно для градиентного и послойного распределения плотностей (в дальнейшем именуемого контактными). При этом нами был использован прием, применявшийся различными исследователями [1, 7 и др.], когда вычисления проводятся относительно некоторой "стандартной" (обычно наиболее типичной) структуры земной коры.

Для контактной модели за такой стандарт был принят блок с равными мощностями "гранитного" и "базальтового" слоев толщиной по 20 км и перепадом плотностей на границе К в $0,2 \text{ г/см}^3$ и на границе М в $0,4 \text{ г/см}^3$.

При выборе стандарта распределения плотностей в градиентной модели мы исходили из следующего.

1. В 1968 - 1969 гг. нами было выполнено теоретическое моделирование контактных структур при различном градиентно-слоистом изменении плотности с глубиной [4, 5] и показано, что имеется разница в аномальном эффекте для контактной и градиентной моделей, причем для различных вариантов градиентного нарастания плотности этот эффект меняется.

2. При моделировании контрастных структур земной коры от Украинского щита к Воронежскому кристаллическому массиву через Донбасс нами [2, 5] были сделаны выводы, что для земной коры наиболее вероятным представляется относительное постепенное увеличение плотности от поверхности фундамента (при средней плотности $2,7 \text{ г/см}^3$) к границе Мохоровичича (плотность $3,1 \text{ г/см}^3$), что на разделе М наиболее вероятен перепад плотностей в $0,2 \text{ г/см}^3$, а на границе Конрада заметного перепада плотностей не ожидается.

Поэтому для градиентной модели, идентичной контактной, было принято, что при той же мощности земной коры 40 км в последней происходит нарастание плотности $0,4 \text{ г/см}^3$, а на границе М перепад плотностей составляет $0,2 \text{ г/см}^3$. Такое представление также является схематичным, так как в земной коре могут встречаться зоны с увеличением и уменьшением (до отрицательных значений) градиента плотности, переход от земной коры к верхней мантии скорее всего не резкий, а проходит в пределах какой-то зоны и др., но оно гораздо ближе к действительности, чем обычно принимаемые двухслойные.

При теоретическом моделировании нами рассмотрены следующие задачи. Как изменяется максимальный амплитудный гравитационный эффект V_z над центром конкретной структуры относительно вмещающей среды, за которую всегда принимается "стандартная" модель земной коры соответственно в контактном и градиентном вариантах. Расчеты производились при различных размерах "аномального" блока отдельно в рамках контактной и градиентной модели. Нами расчеты производились для блоков $12,5 \times 12,5 \text{ км}$, $25 \times 25 \text{ км}$, $50 \times 50 \text{ км}$, $100 \times 100 \text{ км}$, $200 \times 200 \text{ км}$, т.е. когда размеры блоков по простиранию и вкрест простирания одинаковы, и для блоков с такими же параметрами стороны блока, пересекаемого расчетным профилем, при бесконечном простирании блока вкрест простирания. В отдельных случаях производились расчеты блоков промежуточных размеров.

Нами было выбрано четыре следующих варианта изменения структуры "аномальных" блоков земной коры относительно вмещающей среды.

1. При неизменном положении границы М на 40 км положение границы К изменяется от 0 до 35 км.

2. При неизменном положении границы К на 20 км положение границы М изменяется от 25 до 60 км.

3. При неизменной мощности слоя между поверхностями К и М в 20 км кровля этого слоя изменяет положение от 5 до 40 км.

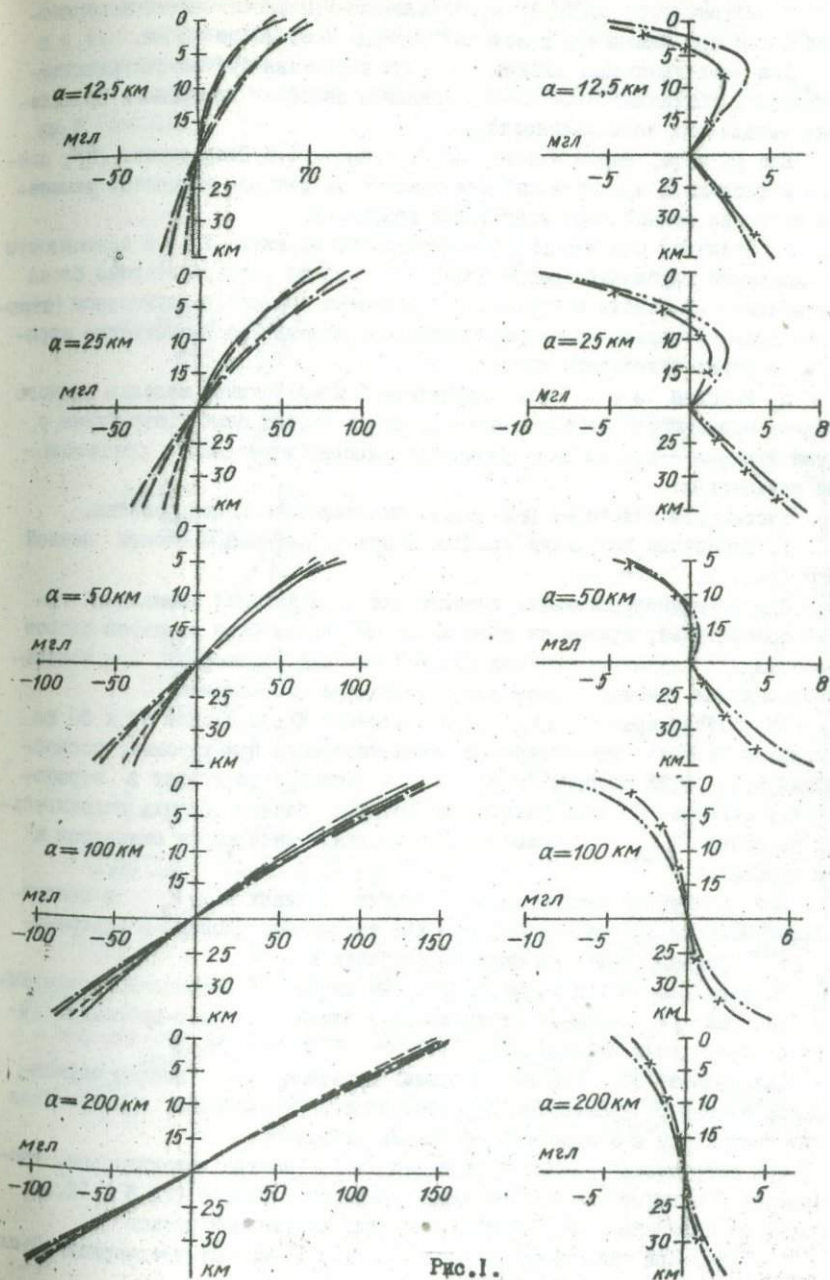


Рис. 1.

4. Сохраняется постоянным соотношение 1:2 расположения поверхностей К и М при изменении положения границы М от 20 до 65 км.

Для всех указанных блоков интервал изменения соответствующих поверхностей составлял 5 км со сгущениями в наиболее интересных проявлениях выявляемых закономерностей.

Все расчеты, выполнявшиеся по программам В.И. Старостенко [6], сведены в таблицы и представлены для каждого из четырех вариантов изменения строения земной коры следующими графиками.

1. Величины максимального амплитудного эффекта V_z в зависимости от изменения глубинных границ блока для каждого размера стороны блока при контактной модели в трехмерном (сплошная кривая) и двухмерном (штриховая кривая) вариантах и при градиентной модели (соответственно штриховая и штрих-пунктирная линии).

2. Разница ΔV_z между градиентной и контактной моделью каждого блока в зависимости от изменения глубинных границ блока (штриховая с двумя точками - кривая для трехмерных блоков, штриховая с крестиком - для двухмерных).

Рассмотрим некоторые результаты выполненного моделирования.

1. Изменение положения границы К при неизменной мощности земной коры (рис.1).

При повышении положения границы для всех моделей аномальный эффект положителен, причем он повышается при увеличении размеров блоков и всегда для двухмерных блоков больше, чем для трехмерных. При понижении положения границы К наблюдаются обратные соотношения.

Разностная кривая ΔV_z при повышении К для блоков 50 x 50 км и меньших вначале увеличивается, имея экстремум при глубине, составляющей 0,5 - 0,25 стороны блока a , а затем резко уходит в отрицательную область. По мере увеличения размеров блоков область положительных значений ΔV_z сокращается, а положение экстремума смещается к оси ординат.

Для двухмерных блоков на аналогичных глубинах ΔV_z в положительной области всегда меньше, чем для трехмерных блоков, а экстремумы ΔV_z располагаются на больших глубинах К.

По мере увеличения размеров стороны блока a в области отрицательных значений ΔV_z эффект от трехмерных блоков начинает превышать эффект от двухмерных блоков.

Для блоков 100 x 100 км и больших величина ΔV_z всегда отрицательна, и по мере увеличения размеров блоков уменьшается, т.е. разница между контактной и градиентной моделями стирается.

При погружении границы К величина ΔV_z всегда положительна, увеличиваясь с погружением К. Для малых трехмерных блоков (12,5 x 12,5; 25 x 12,5) величина ΔV_z меньше, чем для двухмерных блоков с $a = 12,5$ км. При увеличении размеров блоков ΔV_z от трехмерных объек-

тов всегда больше, чем от двухмерных. С увеличением размеров блоков и в этой области изменения К разница между градиентной и контактной моделями уменьшается.

2. Изменение положения границы М при неизменном положении границы К (рис.2).

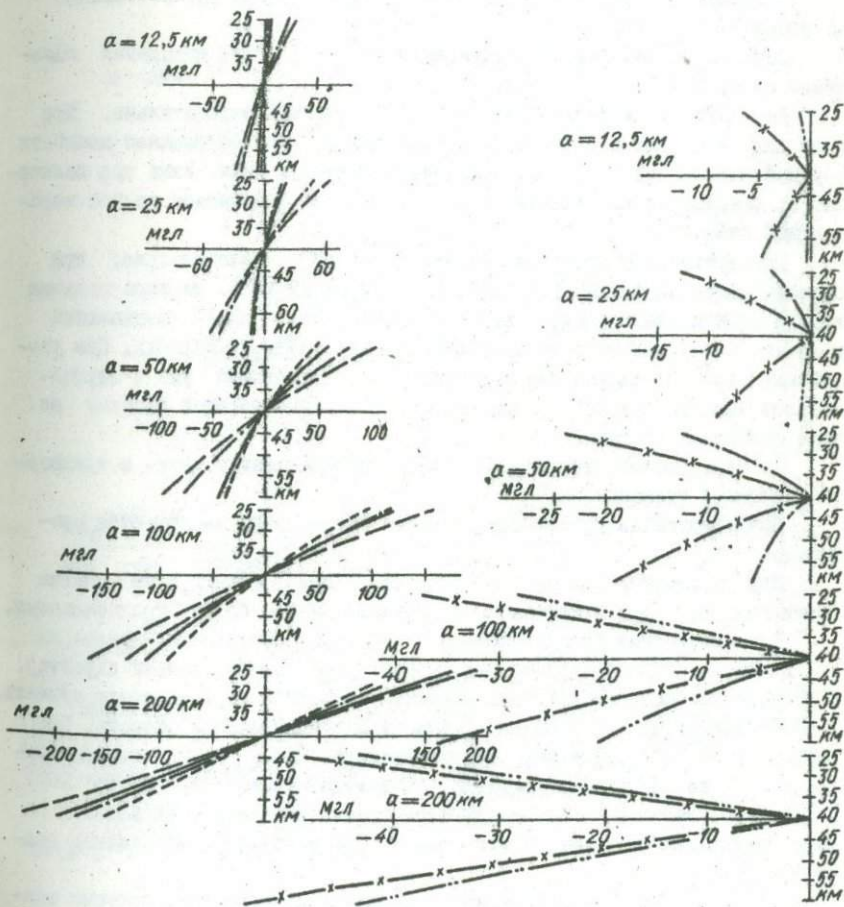


Рис.2.

Величина ΔV_z всегда отрицательна, т.е. во всех случаях эффект для градиентной модели меньше, чем для контактной. Для двумерных блоков эта разница всегда больше, чем для трехмерных. Интересно, что при подъеме M эта разница наибольшая для блоков с величиной $a = 50$ км, а при опускании M — для блоков с $a = 100$ км. По мере увеличения размеров блоков абсолютная величина ΔV_z увеличивается. Обращает на себя внимание тот факт, что по мере повышения положения границы M скорость увеличения значений ΔV_z возрастает, а по мере углубления границы M темпы увеличения снижаются.

3. Изменение положения нижней части земной коры при неизменной ее мощности (рис.3).

Вначале рассмотрим изменения величины ΔV_z при повышении положения слоя.

Для двумерных блоков величина ΔV_z всегда отрицательна. При этом для маленьких блоков (12,5 x 12,5 км) по мере сокращения мощности верхней части коры ΔV_z вначале очень близко к нулю, лишь при величинах K , меньших 14 км, значения ΔV_z начинают изменяться со все нарастающей скоростью.

Для трехмерных блоков малой величины ΔV_z положительна, при больших размерах блоков (25 x 25; 25 x 12,5; 35 x 35) по мере подъема кровли слоя значения ΔV_z вначале возрастают, а затем уменьшаются и со все нарастающими темпами уходят в отрицательную область. При увеличении размеров блоков все значения ΔV_z находятся уже в отрицательной области при сохранении тенденции увеличения этой разницы по мере повышения уровня K .

По мере увеличения размеров блоков разница между двух- и трехмерными блоками уменьшается.

При погружении кровли нижней части земной коры наблюдается следующее.

Для двумерных блоков значения ΔV_z при $a = 12,5$ км слегка положительны, а при увеличении a становятся все более отрицательными.

Для трехмерных блоков значения ΔV_z положительны при размерах a до 35 км, при $a = 50$ км вид кривой ΔV_z имеет сложный характер, а по мере возрастания величины K вначале уходят в отрицательную область, а затем при глубине $K = 35$ км, переходя в положительную область. При больших размерах двумерных блоков значения ΔV_z всегда отрицательны, причем по абсолютной величине они всегда меньше, чем для трехмерных блоков. Разница ΔV_z между трехмерными и двумерными блоками по мере увеличения их размеров уменьшается при увеличении абсолютных значений ΔV_z .

4. Изменение мощности земной коры при неизменном соотношении толщины ее верхней и нижней части (рис.4).

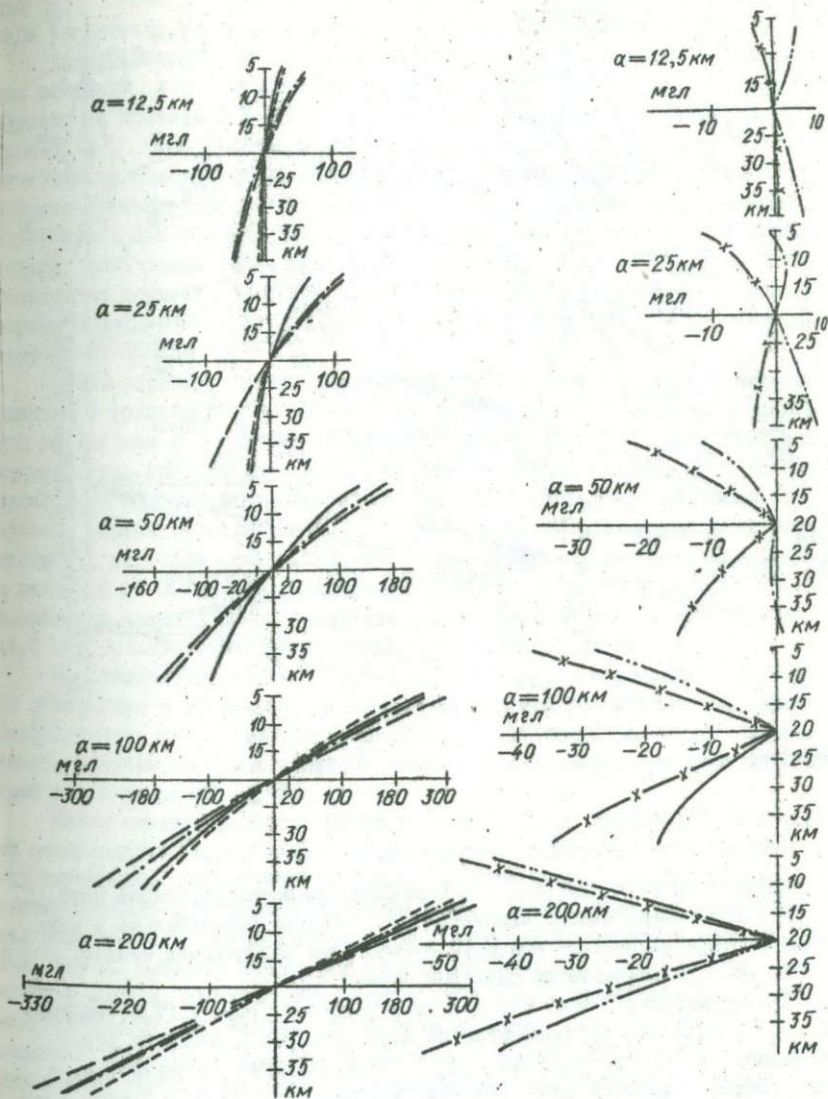


Рис. 3.

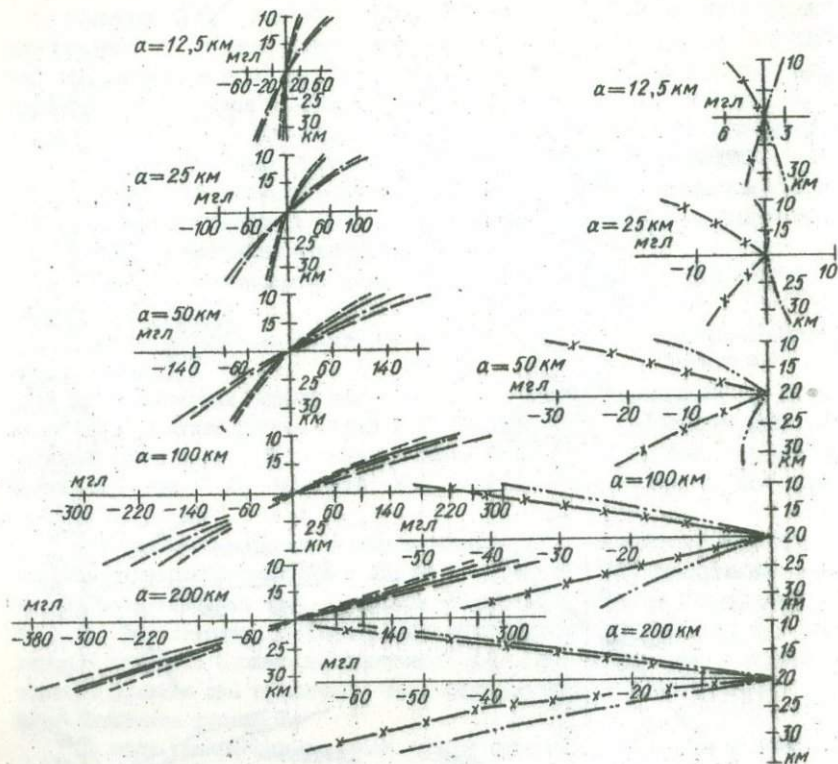


Рис. 4.

Рассмотрим значения ΔV_z при сокращении мощности земной коры. Для двумерных блоков величина ΔV_z всегда отрицательна и увеличивается при сокращении мощности с некоторым нарастанием темпов, а также по мере возрастания размеров блока.

Для трехмерных блоков при их малых размерах (12,5 x 12,5) величина ΔV_z положительна, возрастая по мере уменьшения мощности коры. Для блоков 25 x 25 км значения ΔV_z вначале слегка положительны, а затем уходят в отрицательную область. Для больших размеров блоков закономерности поведения кривых ΔV_z те же, что и для двумерных блоков, причем абсолютные значения ΔV_z для последних всегда выше, чем для трехмерных блоков.

При увеличении мощности земной коры для двухмерных блоков значения ΔV_z всегда отрицательны, их абсолютные значения возрастают по мере увеличения мощности коры и при увеличении размеров блоков.

Для трехмерных блоков малых размеров (12,5 x 12,5; 25 x 25) значения величины ΔV_z положительны, причем очень близки по значениям при одинаковых значениях К и М. При увеличении размеров блоков (25 x 50) кривая ΔV_z сначала слегка отрицательна, а затем переходит в малоинтенсивные положительные значения. Для блока 50 x 50 км кривая ΔV_z сначала уменьшается, а затем уровень ее отрицательных значений стабилизируется. Для больших размеров блоков величина ΔV_z всегда отрицательна, хотя темпы увеличения отрицательных значений ΔV_z по мере увеличения мощности коры замедляются. Значения величины ΔV_z для двухмерных блоков всегда по своей алгебраической величине меньше, чем для трехмерных блоков.

Таким образом, из приведенных графиков видно, что всегда имеется разница в гравитационном эффекте над однотипными блоками земной коры при контактном и градиентном изменении плотности и, следовательно, если исповедовать градиентное нарастание плотности с глубиной, то и расчеты необходимо выполнять не с контактными, а с градиентными моделями конкретных структур; величина ΔV_z для больших по размерам блоков может достигать десятков миллигаллов. Так, при погружении раздела М до 60 км, а раздел К до 30 км относительно стандартной модели блока 200 x 200 км уменьшение гравитационного эффекта при контактной модели будет на 44,8 мгл больше, чем при градиентном нарастании плотности.

Как показано, величины V_z^k , V_z^{ρ} и ΔV_z существенно зависят от поперечных и продольных размеров блоков. Это убедительно показывает необходимость учета трехмерности структур при любых расчетах, в том числе, конечно, и при контактных моделях земной коры, что было показано нами уже и ранее [2, 4, 5].

Важен следующий вывод. Одной из существенных трудностей, с которыми сталкиваются исследователи при расчетах гравитационного эффекта над глубинными структурами, являются большие перепады этого эффекта, обычно намного превышающие перепады в наблюдаемом поле. Большей частью эти перепады или стараются уменьшить, уменьшая плотность в верхней мантии, или же пытаются объяснить такими крупными неоднородностями в верхней мантии, которые ничем другим ни в каких физических полях не подтверждаются. Проведенные исследования показывают, что даже при сохранении сильно расчлененного рельефа М с амплитудами от 30 до 60 км при замене контактной модели на градиентную этот перепад уменьшается на несколько десятков миллигаллов.

Таким образом, приведенные расчеты дают дополнительные основания для градиентного распределения плотности в гравитационной модели структур земной коры и показывают, что проведение расчетов для контактной

модели создают значительные погрешности. Расчеты необходимо выполнять с учетом трехмерности реальных структур.

Авторы благодарят В.Б.Бурьянова за участие в расчетах.

Л и т е р а т у р а

1. Борисов А.А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., "Недра", 1967. 303 с.
2. Красовский С.С. Моделирование структур земной коры и верхней мантии. - В кн.: Проблемы физики Земли на Украине. К., 1975, с.53-57.
3. Красовский С.С. О принципах расчета гравитационной модели земной коры континентального типа. - См. наст. сборник.
4. Красовський С.С., Коньков Г.Г., Бур'янов В.Б. Геологічна інтерпретація геофізичних матеріалів. К., "Наук.думка", 1973. 167 с.
5. Красовский С.С., Старостенко В.И., Бурьянов В.Б. Моделирование структур земной коры в гравитационном поле методом подбора с помощью системы "человек-ЭВМ". - В сб.: Вопросы геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. М., 1973. 7 с. Рукопись деп. в ВИНТИ, № 6522-73 Деп., с.43-49.
6. Старостенко В.І. Аналітичний розв'язок прямої задачі гравіметрії для тіла складної форми у випадку лінійної зміни надлишкової густини з глибиною. - Допов. АН УРСР. Сер. Б, 1968, № 6, с.533-537.

УДК 550.83

В.А.Ржаницы

ОСОБЕННОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ МАТЕМАТИЧЕСКОГО АППАРАТА ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИТАЦИОННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Когда идет речь об использовании ЭВМ при геологической интерпретации гравитационных аномалий, мы часто забываем, что в этом случае имеется в виду лишь один из этапов, на которые распадается сложный процесс интерпретации. Именно на этом этапе с той или иной отдачей используется математический аппарат, включающий в себя разработанные алгоритмы. Но он позволяет решать уже формализованную задачу по схеме:

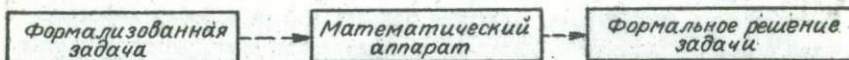


Схема 1.

В результате мы получаем формальное решение задачи, из которого пытаемся извлечь какую-то конкретную информацию. Но в общей постановке обратная задача гравиразведки не имеет однозначного решения и при таком формальном подходе к процессу интерпретации получают обычно множество эквивалентных решений или вариантов. Ограничить количество вариантов решений без привлечения независимых данных практически невозможно. Поэтому на следующем этапе обычно привлекается априорная информация и,

по принципу "наибольшего правдоподобия" или "целесообразности", одни из эквивалентных решений отбрасываются, другие обосновываются и подкрепляются, пока не останутся наиболее приемлемые, с точки зрения интерпретатора, решения, которые передаются для геологического осмысления или для практического использования геофизиками или геологами.

Наряду с излишними затратами на получение множества эквивалентных решений, реальность которых в конечном итоге оценивается субъективно, подобный формальный подход к интерпретации обладает еще одним недостатком. При нем оценка конкретного геологического выхода из выбранного формального варианта решения практически невозможна. Его просто не с чем сравнивать. Это случается по той причине, что в приведенной выше схеме теряется самый важный начальный этап — постановка конкретной геологической задачи, которую необходимо решить с помощью формального математического аппарата на основе формальных наблюдений. Поэтому на конечном этапе решения обратной задачи часто просто забывают, для чего производилась вся процедура интерпретации. Только при правильной постановке конкретной задачи появляется возможность обоснованного учета априорной информации и выбора метода, обеспечивающего решение именно поставленной задачи. При такой постановке удается исключить (или хотя бы значительно уменьшить) множественность эквивалентных решений и значительно быстрее получить то единственное решение, которое соответствует поставленной геологической задаче. Появляется возможность не только использовать конкретный выход из формального решения, но и оценивать эффективность применяемого математического аппарата. Эффективным он может считаться, очевидно, лишь в том случае, если обеспечивает решение поставленной геологической задачи.

С учетом перечисленных особенностей схема геологической интерпретации значительно расширяется:

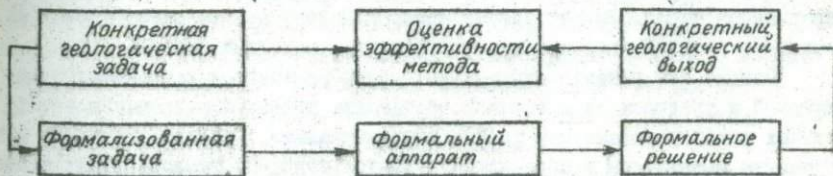


Схема 2.

Необходимо отметить, что практическое применение такой полной схемы интерпретации встречает определенные трудности. Поскольку усилия геологов направлены в конечном итоге на увеличение минерально-сырьевой базы страны путем открытия и изучения месторождений полезных ископаемых, то исследования математиков, в приложении к геологии, должны быть

подчинены той же цели. Но у геологии имеются свои особенности применения математического аппарата. Они обусловлены прежде всего многоплановостью геологии, которая, как известно, состоит из комплекса вполне самостоятельных наук. И если в одних ее направлениях, таких, как кристаллография, петрография, минералогия и другие, объекты исследования которых непосредственно доступны исследователю, установлены определенные закономерности, касающиеся качественных и количественных взаимоотношений элементов, то в других, а их гораздо больше, такие закономерности не установлены или установлены лишь частично.

В некоторых случаях определенные зависимости могут быть установлены на основании экспериментальных данных, полученных в лабораторных условиях. Это касается, в первую очередь, определений физических свойств пород и минералов при различных давлениях и температурах. Полученные данные с определенным допуском переносятся на природные условия и делаются допущения о состоянии вещества на недостижимых глубинах. На этих предпосылках во многом базируются построения по данным геофизики, относящиеся к задачам геотектоники. Реконструкции древних структур основываются на том материале, который мы видим на уровне современного эрозийного среза и с определенной поправкой на время, процессы метаморфизма и тектонической активности переносим как на прошедшие геологические эпохи, так и на глубинные зоны Земли.

Фактические геологические данные характеризуют разрез земной коры на глубину всего нескольких километров, да и то лишь на участках, вскрытых глубинным бурением. Поэтому при глубинных структурных построениях приходится опираться лишь на косвенные геофизические данные и на те приближенные представления, которые мы получаем в результате наших реконструкций. Практически все выводы о характере исторического развития той или иной территории, перспективах ее металлогении и другие заключения базируются на знании структурных взаимоотношений выделяемых комплексов пород. Значит, этому вопросу должно прежде всего уделяться основное внимание при проведении геологоразведочных работ.

Однако при решении структурных задач приходится делать много допущений и предпосылок и в такой обстановке применение точных и объективных законов математики крайне затруднительно. Геологи оперируют фактическим материалом и определенным опытом изучения геологических структур в различной обстановке. Но при этом имеют обычно поверхностное представление о сущности того формального аппарата, который предлагают им математики для решения обширного круга задач. Для решения требуется точная формулировка каждой конкретной задачи, с тем, чтобы ее можно было решать формальным путем. Выделить же такую задачу в "стерильном" виде геологи часто не в состоянии. Математикам самим трудно сформулировать геологическую задачу, хотя геологам в логической постановке она кажется простой и понятной.

Изложенное полностью относится и к задачам интерпретации геофизических материалов. При проведении таких работ обнаруживается, что наблюдения формальных полей производятся геофизиками, постановка задачи и использование результатов ее решения — удел геологов (они же обладают геологическим фактическим материалом и строят гипотетические представления в виде различных моделей геологических объектов), а формальный аппарат решения обратной задачи предлагают математики.

Таким образом, необходимо соединить в единое целое конкретные задачи практической геологии и формальные математические решения. С этой целью строится много систем, с помощью которых, опираясь на возможности вычислительной техники, исследователи пытаются формально решить конкретные геологические задачи. Полностью формализовать и автоматизировать процесс такого решения не удастся, но некоторые частные вопросы уже на современном этапе исследований могут быть решены.

Рассмотрим возможности получения решения на примере практического использования автоматизированной системы интерпретации гравитационных аномалий [1]. Система построена на основе метода минимизации и является реализацией подбора на ЭВМ. Она представлена комплексом программ и подпрограмм, обеспечивающих определение оптимальных параметров модели геологической структуры, с тем, чтобы она соответствовала гравитационному полю [2]. Автоматизированная система широко апробирована при решении комплекса задач структурной геологии в различных физико-геологических условиях [3, 4]. Однако методические вопросы, касающиеся практического использования автоматизированной системы в полном ее объеме, освещались недостаточно. В книге Е.Г.Булаха [1] приведена принципиальная блок-схема автоматизированной системы интерпретации гравитационных аномалий. Но, как показал опыт решения многочисленных геологических задач, такая схема является неполной, так как не отражает многих моментов методического плана. С учетом даже некоторых из этих моментов блок-схема работы автоматизированной системы значительно расширяется. Ниже показана принципиальная схема, демонстрирующая возможности решения задачи в любом наперед заданном цикле (схема 3).

Кратко рассмотрим сущность операций на каждом из выделенных блоков автоматизированной системы интерпретации.

Постановка конкретной геологической задачи и ее формализация.
Легче начать со второго положения. Поскольку исследования базируются на данных гравиразведки, задача формулируется обычно — найти такое оптимальное распределение гравитирующих масс, которое наилучшим образом удовлетворило бы наблюдаемому (заданному) полю силы тяжести. Из изложенного понятно, что геологическая задача должна ставиться таким образом, чтобы ее можно было решить именно путем распределения гравитирующих масс. Однако практически решить такие задачи чрезвычайно трудно и прежде всего потому, что нельзя уверенно выделить из сложного

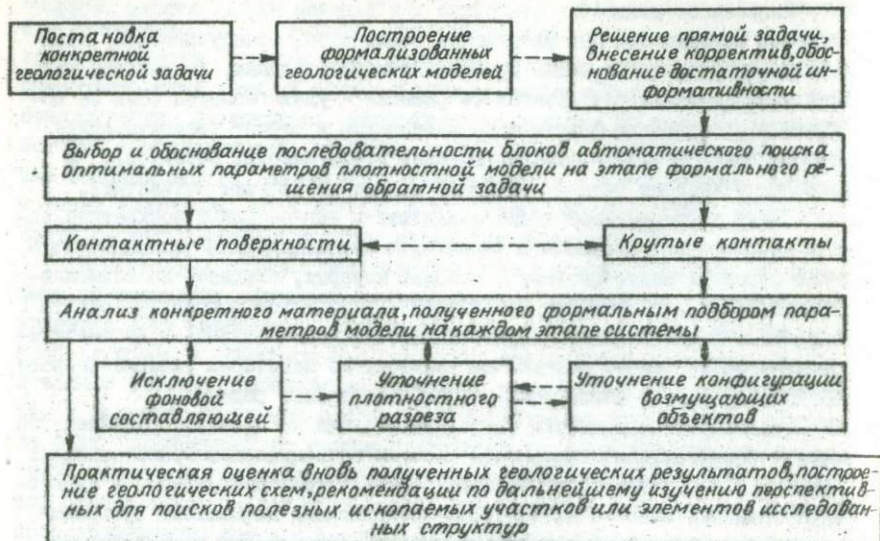


Схема 3.

поля гравитационный эффект именно от интересующего исследователя объекта. Поэтому анализировать гравитационную аномалию от каждого интересующего геологического объекта приходится на фоне сопутствующих влияний очень многих соседних возмущающих тел. Даже при такой относительно простой задаче, как оценка известного рудного тела, приходится решать дополнительные вопросы. Необходимо, например, учесть влияние разломной тектоники, во многом определяющей структуру месторождения, уверенно выделить продуктивную толщу на фоне вмещающих пород, поскольку месторождение может состоять не из одного, а из нескольких рудных тел. Последние могут по-разному отражаться в физических полях.

Перечень подобных дополнительных задач можно продолжить. В каждом конкретном случае приходится решать свой круг задач. Но они могут обеспечить только получение приближенной к конкретной обстановке модели геологического строения. В идеальном случае задача может быть решена лишь путем построения полной модели земной коры и верхней мантии, как наиболее интенсивных гравитирующих объектов, на фоне которых проявляются уже локальные возмущения от конкретных структур и тел. К построению такой полной модели следует стремиться, но это сложная задача. Она требует очень длительной и кропотливой работы. Поэтому в большинстве случаев приходится ограничиваться приближенными решениями какого-то круга конкретных задач. Возможности решения их путем перераспределения

масс оценивать приходится геологу-интерпретатору. Ему же приходится устанавливать последовательность решения каждого вопроса, исходя из поставленной основной геологической задачи. Пока не намечается возможностей формализовать этот ответственный этап процесса интерпретации.

Построение формализованных моделей геологической структуры. Являясь модифицированной разновидностью метода подбора, автоматизированная система интерпретации предназначена для уточнения параметров геологической модели. Последняя задается в удобном для расчетов формализованном виде и представляет собой объемный плотностной геологический разрез или структурную схему, состоящую из набора элементарных тел, гравитационный эффект от которых легко рассчитать. Поскольку чаще всего приходится иметь дело со сложными геологическими объектами, элементарным телом обычно является ограниченный по простиранию вертикальный или горизонтальный уступ. Первый удобен для аппроксимации крутых тектонических или интрузивных контактов и тел, приуроченных к ним. Горизонтальный уступ удобен при подборе пологих границ стратиграфического или литологического характера, которые могут быть заданы в виде контактных поверхностей. Геологическая сущность пород, слагающих схему, выражается в их плотностях. Последние определяются либо непосредственными исследованиями образцов из обнажений или из скважин, либо задаются осредненными для каждого комплекса пород в пределах данной территории или в сопредельных районах. Данные могут быть получены из литературных или из фондовых материалов.

При одних и тех же априорных данных, касающихся геологического строения изучаемой территории, разные авторы, а иногда и один исследователь, не придерживающийся определенной тектонической гипотезы, могут построить различные, иногда противоречивые по смыслу, модели глубинной структуры района. Обычно отдать предпочтение какой-либо одной модели очень трудно, а без количественных расчетов практически невозможно.

Выбор схемы-модели первоначального приближения и внесение корректив для достаточной ее информативности. Количественная оценка каждой модели производится на этапе решения прямой задачи. При этом можно сразу отказаться от части, а иногда и от всех представленных моделей в зависимости от схождения рассчитанного эффекта с заданным полем. Сходимость или, вернее, расхождение сопоставляемых полей является практически единственным критерием правдоподобия каждой модели. Но это формальный путь выбора модели, и он не всегда приводит к ожидаемым результатам. Не всегда отклонение полей может служить признаком пригодности модели для ее дальнейшей обработки методом минимизации с целью получения рассчитанного поля, равного или достаточно близкого заданному.

Целью исследования является не только формальное решение обратной задачи гравиразведки (это лишь этап) путем изменения параметров модели, чем обеспечивается схождение полей. Такое решение в общем случае не

может быть однозначным. Но интерпретатора может заинтересовать лишь результат, содержащий осмысленную геологическую информацию. Последняя может быть получена не из каждой первоначальной модели. Кроме того, не каждая первоначальная модель может быть изменена таким образом, чтобы в итоге можно было получить ожидаемое приближение теоретически рассчитанного эффекта к заданному полю. Такое изменение может быть произведено с достаточно информативной моделью [7].

Для построения такой информативной модели в выбранную схему вносятся коррективы с тем, чтобы все особенности поля можно было хотя бы в самом грубом приближении объяснить плотностными неоднородностями. Каждое изменение, внесенное в любой элемент модели на этапе корректировки, меняет количественную характеристику всей схемы. После каждого изменения приходится изучать новую модель. Обычно таких коррективов вводится много. Поэтому, исследуя одну выбранную схему, приходится изучать множество моделей, постепенно приближаясь к какой-то идеальной схеме.

Обычно у опытного интерпретатора этот этап бывает не очень продолжительным, хоть и очень трудоемким, но он крайне необходим. Если в сложной схеме-модели, соответствующей в грубом приближении заданному гравитационному полю, будет задано достаточное количество разноплотных тел, которые бы объясняли все локальные аномалии, модель может считаться достаточно информативной. В таком случае на этапе автоматизированного поиска оптимальных параметров самой сложной схемы уточнение параметров каждого элемента будет производиться отдельно, соответственно локальной аномалии.

На основании большого объема модельных расчетов [7] сделаны выводы о том, при каких условиях методом минимизации достаточно уверенно подбираются параметры локальных объектов.

1. Если известен интервал глубин развития структуры, ее конфигурация при заданной плотности может быть подобрана автоматически.

2. Если нижняя кромка известна недостаточно точно, ее необходимо задавать с избытком. При этом в большинстве случаев конфигурация возмущающего объекта может быть подобрана автоматически.

3. Если оба интервала глубины известны лишь приблизительно, вертикальные размеры тела в схеме первоначального приближения следует задавать с заведомым превышением как на нижнем, так и на верхнем пределе. В этом случае при подборе конфигурации обычно возникают элементы с "инверсионной" избыточной плотностью. Подбор параметров, характеризующих пространственное положение тела, возможен при своевременном исключении из схемы аномальных участков.

При модельных исследованиях не добивались полного совпадения заданного и вычисленного контуров моделей. Обычно без излишних затрат машинного времени удавалось достигнуть 80 - 85% совмещения. При этом

получаем полное представление о характере заданной модели, а часто и о ее элементах. Ошибка при подборе во многом предопределяется относительно грубой аппроксимацией. Поэтому, если детально изучается несложный объект, его необходимо очень тщательно аппроксимировать большим количеством тел. Модельными исследованиями доказано, что устойчивое решение получается и в том случае, когда количество элементарных тел значительно превышает число точек с фиксированными значениями поля.

Обоснование последовательности блоков автоматического уточнения параметров схемы-модели. Когда построена информативная модель геологической ситуации, в работу включается собственно автоматизированная система формального уточнения параметров методом минимизации. Система представляет собой комплекс программ и подпрограмм, позволяющих подбирать оптимальные варианты параметров на отдельных блоках формального поиска с передачей результатов на следующий блок. Система может работать в наперед заданном цикле, обеспечивая в конечном итоге приближение теоретически рассчитанной аномалии к заданному полю. При детальной аппроксимации схемы и при достаточно долговременном подборе можно достичь практически полной сходимости полей, т.е. решить обратную задачу. Однако достигнутая таким способом "сходимость" аномальных эффектов вряд ли может удовлетворить интерпретатора, поскольку свести к геологическим структурам полученные числовые значения обычно очень трудно, а иногда и невозможно.

При формальном подборе сближение полей обеспечивается любым изменением параметров первоначальной модели. Результат таких изменений в ряде случаев может противоречить фактическим данным. А если параметры меняются многократно (процесс итерационный), то конечный итог невозможно оценить с точки зрения конкретной отдачи. Поэтому процесс формального подбора необходимо жестко контролировать, тщательно анализируя результаты, полученные после каждой итерации. Только так можно установить, в каком направлении приближается модель к ее оптимальному варианту. Оценку таких результатов может осуществить геолог-интерпретатор, имеющий опыт модельных построений. Ему же приходится выбирать и обосновывать последовательность блоков формального поиска.

Поиск фоновой составляющей. Подбор параметров обычно начинается с исключения фона из сложного поля силы тяжести. В случае моделирования фон объясняется неоднородностями толщи вмещающих пород, которые при построении первоначальной плотностной схемы принимаются за однородную массу. Таким образом, к фоновому относится влияние удаленных и глубоко расположенных объектов и вообще все плотностные неоднородности, не отраженные в геологической схеме-модели, но участвующие в формировании сложного гравитационного поля.

В первом приближении фоновая составляющая вычитается в виде линейной функции типа $A + Bx + Cy$, представляющей значение нормального

(для участка исследований) поля и градиентов его приращения по площади. В том случае, когда имеются достаточные основания считать фоновое влияние более сложным, линейную функцию можно учитывать по небольшим отрезкам профилей (или площадкам) тоже в виде линейной составляющей. В любом случае фоновое влияние необходимо объяснять геологическими факторами, чтобы в дальнейшем его можно было смоделировать плотностными неоднородностями геологического характера. При этом можно получить полную модель участка земной коры.

Обычно после исключения фоновой составляющей сопоставляемые поля значительно сближаются по абсолютному значению. Но не всегда такое приближение оправдано. Формальный подход к операции подбора фона в ряде случаев может привести к значительным ошибкам в конечном результате подбора. Опытный интерпретатор уже на этапе построения информативной модели предусматривает природу фонового влияния и находит возможности моделирования фоновой функции. Лишь в такой постановке вопроса можно уверенно исключать фоновую составляющую и обоснованно производить количественную интерпретацию остаточной аномалии.

Уточнение плотностей пород и конфигурации тел. Последующие блоки автоматизированной системы направлены на непосредственное формальное уточнение параметров модели, чтобы она соответствовала наблюдаемому полю или остаточному после исключения фона. При этом очень важно определить последовательность блоков автоматизированного поиска, направленного на уточнение плотностного разреза или конфигурации всех возмущающих объектов. Эту задачу приходится решать интерпретатору. Но опираться приходится лишь на априорную информацию, которая была использована при составлении модели первоначального приближения. Прежде всего необходимо тщательно проанализировать, насколько полно и достоверно определялись плотности всех разновидностей пород и в каких пределах они могут изменяться (судя по определениям физических свойств или по литературным источникам). Если плотностной разрез обоснован достаточно уверенно, подбор можно начинать с поиска оптимальной конфигурации и затем уже уточнять плотностные характеристики. При этом сходимость полей может быть обеспечена даже при незначительных изменениях плотностей.

Если плотности обоснованы недостаточно, но есть основания для суждений о развитии пород на глубине (например, количественные определения по независимым данным), подбор параметров можно начинать с поиска оптимального плотностного разреза. При подборе конфигурации очень важно учитывать и закреплять элементы плотностных границ, уверенно определенные по геологическим или независимым геофизическим данным. Все указанные операции по анализу исходных данных осуществляются интерпретатором. Еще больше увеличивается его роль, если при построении первоначальной модели не использовалась или использовалась в малом объеме априорная информация и учитывались лишь гипотетические пред-

ставления о глубинной структуре изучаемой территории. При этом он может опираться лишь на опыт исследования модельных объектов. Однако и в том случае, когда выбор последовательности блоков формального поиска произведен необоснованно, необходимо из самых абсурдных результатов подбора извлечь информацию, которая позволила бы дополнить схему-модель.

Оценка конкретных геологических результатов, полученных на этапе формального поиска параметров. На этом этапе из формальных результатов приходится извлекать конкретную геологическую информацию применительно к конкретным структурам. Последние характеризуются стратиграфическими, тектоническими, металлогеническими и другими факторами. В результате формального подбора параметров может быть получена модель, значительно отличающаяся от исходной схемы.

Тщательно прослеживая и анализируя новые сведения, полученные на каждом этапе процесса интерпретации, исследователь обычно бывает достаточно подготовлен к заключительной операции, направленной на воплощение полученной информации в структурные построения. Последние сопровождаются обычно выводами геологического характера. Можно построения свести к формальному процессу, который позволит распределить в пространстве количественно охарактеризованные параметры в виде элементарных тел, но свести их к геологическим структурам может только опытный геолог-интерпретатор. При этом очень важно выделить основные результаты, характеризующие принципиальную схему геологического строения, в соответствии с основной поставленной задачей, и в то же время не упустить даже самых незначительных изменений первоначальной модели. Оценка последних может помочь при окончательной оценке перспектив территории в отношении того или иного комплекса полезных ископаемых. На этом этапе исследователь должен максимально проявить эрудицию и определенную смелость при оценке вновь полученных результатов геологического характера.

Таким образом, в применении к автоматизированной системе интерпретации гравитационных аномалий (метод минимизации) интерпретацию можно рассматривать как творческий процесс, состоящий в непрерывном диалоге человека с ЭВМ. Первый осуществляет операции на этапах конкретных оценок геологических задач и их решений. Машина осуществляет формальное решение задач. Инициатива в диалоге остается за человеком. Поскольку решение задачи осуществляется в несколько этапов, на каждом из которых ставится конкретное задание и осуществляется его формальное решение с помощью последовательных блоков автоматизированной системы, процесс интерпретации можно рассматривать как многократное повторение схемы 2. Но поскольку с каждой итерацией прибавляется сведений о модели земной коры с одновременным сближением теоретически рассчитанного и заданного полей, повторение схемы можно рассматривать в виде закручивающейся спирали. В идеальном случае в центре такой спирали должно быть получено полное совпадение полей, которым соответствовала бы точ-

ная модель земной коры. Но достижение такой цели практически невозможно. Приходится ограничиваться приближенными решениями. Но и из них необходимо черпать максимальную геологическую информацию. Это возможно лишь при органическом соединении формального и конкретного этапов геологической интерпретации геофизических данных.

Л и т е р а т у р а

1. Булах Е.Г. Автоматизированная система интерпретации гравитационных аномалий. К., "Наук.думка", 1973. 112 с.
2. Булах Е.Г., Маркова М.Н. Методическое руководство и сборник программ для решения обратных задач гравиразведки на ЭЦМ "Минск-22". К., "Наук.думка", 1971. 182 с.
3. Булах Е.Г., Ржаницын В.А., Маркова М.Н. Применение метода минимизации при решении задач структурной геологии по гравиразведочным данным. К., "Наук.думка", 1976. 219 с.
4. Булах Е.Г., Ржаницын В.А. Результаты опробования эффективности автоматизированной системы интерпретации гравитационных наблюдений (метод минимизации) при изучении структурных форм рельефа фундамента. - Геофиз. сборник, 1973, вып.54, с.19-24.
5. Бусленко Н.П. Человек и ЭВМ - проблемы общения. - В кн.: Будущее науки. Л., 1973, с.121-137.
6. Лезер Ф. Новое в логике и возможности ЭВМ. - В кн.: Будущее науки. Л., 1973, с.37-61.
7. Ржаницын В.А. Исследование на моделях эффективности применения метода минимизации при интерпретации гравитационных аномалий. - Геофиз. сборник, 1975, вып.64, с.58-62.

УДК 550.8.05:550.312 + 550.834.32

К.А.Болюбах

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИТАЦИОННЫХ ДАННЫХ В КОМПЛЕКСЕ С РЕЗУЛЬТАТАМИ ГСЗ ПО Ш МЕЖДУНАРОДНОМУ ПРОФИЛЮ

Ш международный профиль проходит через Днепровско-Донецкую впадину, северо-западную часть Украинского щита, Вольно-Подольскую плиту, Предкарпатский передовой прогиб, складчатые Карпаты, Закарпатский прогиб и Большую Венгерскую впадину.

При интерпретации гравитационных данных вдоль рассматриваемого профиля в основу исследований были положены данные ГСЗ, выполненные на большей части профиля Институтом геофизики АН УССР, в районе Днепровско-Донецкой впадины - трестом "Укргеофизразведка" и Большой Венгерской впадины - Институтом им. Л.Этвеша [7, 8, 10].

Гравитационное поле в регионе сложно дифференцировано. В пределах профиля выделяются два крупных минимума силы тяжести, площадью до 20000 кв.км и несколько положительных аномалий, площадь которых составляет 6000 - 17000 кв.км. Поле силы тяжести крупных аномалий осложнено многочисленными мелкими возмущениями, площадью до 800 кв.км.

При определении значений плотности пород, слагающих глубинные слои земной коры, исходили из данных графиков зависимости скорости от глуби-

ны, составленных для каждой геоструктурной единицы территории, и графика зависимости скорости от плотности, построенного В.С.Белокуровым для европейской части Союза [3].

Кроме того, для отдельных геоструктур, где позволяли данные, по рекомендации А.В.Чекунова, выбор значений плотности вещества коры уточнялся следующим образом.

Строился график зависимости пластовой скорости (V) от глубины (H). Затем для определенных интервалов H выбирались крайние из встречающихся значений V и из соответствующего графика отвечающие им значения плотности (σ). По этим данным был составлен график зависимости крайних из наблюдаемых значений плотности от принятых интервальных глубин. Линия, соединяющая среднеинтервальные значения плотности, представляла искомую зависимость величины плотности вещества от глубины его залегания в земной коре.

Плотностные параметры верхних слоев земной коры устанавливались по данным картировочного бурения.

Интерпретация гравитационного поля заключалась в определении и постепенном исключении из наблюдаемой функции ее составляющих, вызванных плотностными неоднородностями, залегающими на различных глубинах в земной коре и в пределах верхней мантии.

Геологическое моделирование осуществлялось при условии положения гравитирующего объекта в трехмерном измерении. При расчетах пользовались математическими разработками Е.Г.Булаха и М.Н.Марковой [4].

Методика интерпретации гравитационного поля вкратце может быть рассмотрена на примере района Коростенского плутона, расположенного в северо-западной части Украинского щита. В геологическом плане плутон является сложной интрузивной структурой протерозойского возраста. В пределах плутона развиты породы коростенского комплекса, представленные габбро-лабрадоритами и гранитами рапакиви.

При интерпретации вначале из наблюдаемого гравитационного поля вычитались аномалии силы тяжести, обусловленные петрографическими неоднородностями, залегающими до глубины 5 - 10 км, т.е. до первой поверхности раздела, выделенной по данным ГСЗ. Изучались аномалии, расположенные в пределах профиля и вблизи от него, т.е. те, гравитирующие объекты которых влияли на поле силы тяжести профиля. Геологическая модель, удовлетворяющая составляющую аномального поля, уточнялась методом минимизации (рис.1).

Затем из наблюдаемой функции исключалось влияние крупных возмущающих объектов, расположенных вблизи профиля и влияющих на величину его гравитационного эффекта.

Последующий этап исследований заключался в изучении характера гравитационного поля, освобожденного от влияния отмеченных аномальных факторов. Плутон расположен в пределах крупного Ельского минимума,

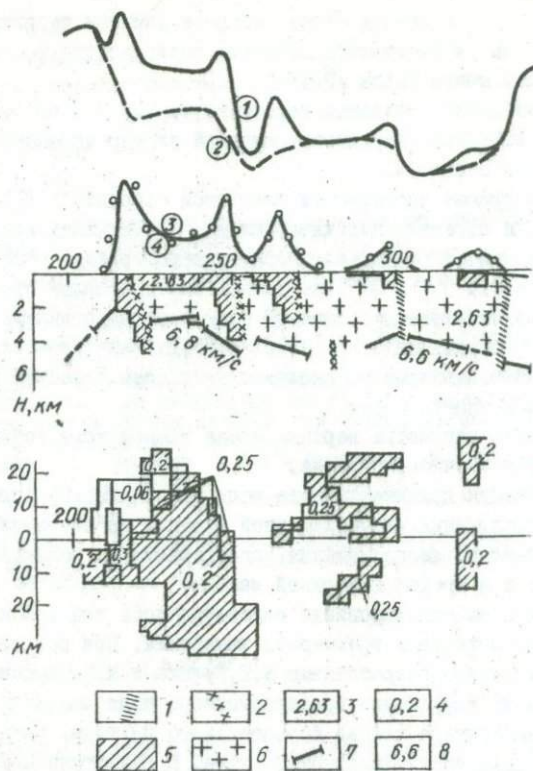


Рис.1. Подбор модели поверхностных возмущений методом минимизации. Кривые силы тяжести (цифры в кружках): 1 - наблюденная; 2 - регионального фона; 3 - от поверхностных возмущений; 4 - рассчитанная от поверхностных возмущений; разрывные нарушения по данным: 1 - гравиметрии; 2 - сейсмометрии; 3 - плотность, г/см^3 ; 4 - избыточная плотность; 5 - габбро-анортозиты; 6 - граниты рапакиви; 7 - сейсмические границы; 8 - граничная скорость.

площадь которого составляет до 20000 кв.км. Гравитационное поле минимума осложнено влиянием пород коростенского комплекса. Расчетение поля силы тяжести осуществлялось по профилям, секущим минимум и выходящим в соседние геоструктурные регионы. По этим профилям моделировался условный геологический разрез, удовлетворяющий кривую силы тяжести в пределах геоструктурных единиц, примыкающих к минимуму. Затем от полу-

ченной модели путем решения прямой задачи вычислялись значения силы тяжести на участке исследуемой части Ельского минимума.

При рассмотрении гравитационной аномалии, выделенной как разницы между наблюдаемыми значениями силы тяжести и вычисленными, т.е. при рассмотрении составляющей гравитационного поля, обусловленной влиянием пород коростенского комплекса, оказалось, что на этом участке можно предусмотреть существование трех блоков пород повышенной плотности, расчлененных разрывными нарушениями. Как видно из рис.2, простейшая модель, удовлетворяющая изучаемый гравитационный эффект, может быть представлена в варианте А, Б или В. Неоднозначность решения обратной задачи в этом случае может быть уменьшена за счет данных геологических исследований и ГСВ.

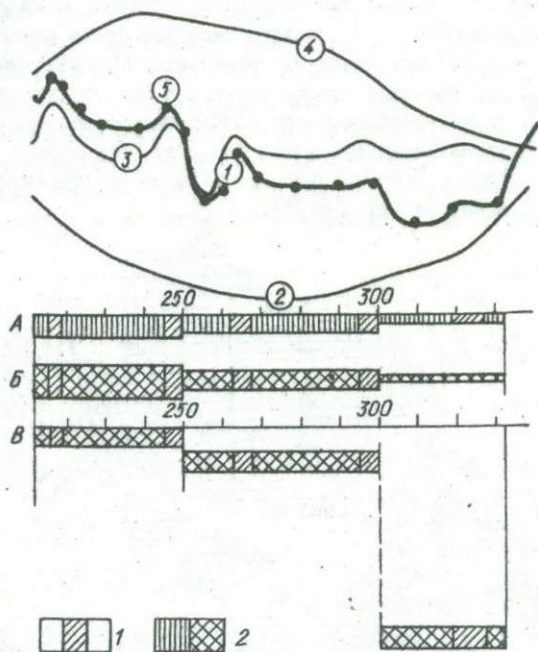


Рис.2. Примеры моделирования гравитационного поля в районе Коростенского плутона. Кривые силы тяжести (цифры в кружках): 1 - наблюдаемая; 2 - относящаяся к Ельскому минимуму; 3 - от отдельных плотных тел; 4 - от отдельных блоков (вариант Б); 5 - рассчитанная; 1 - плотные тела; 2 - блоки повышенной плотности.

А.А.Полканов в пределах Коростенского плутона предполагал существование сложно построенного межформационного хонолита [5]. По данным В.Б.Соллогуба и А.В.Чекунова, здесь предусматривается сложная слоисто-блоковая структура [6]. Сообразуясь с этими данными к сейсмическим границам с высокими значениями скорости распространения упругих колебаний, равной 6,8 - 7,2 км/с, приурочивались пластинообразные залежи пород основного состава со значениями плотности 2,90 г/см³. Промежуточные отражающие горизонты сопоставлялись с пластинообразными телами гранитов-рапакиви, обладающих величиной плотности 2,65 г/см³. Интрузивные залежи располагались между зонами разрывных нарушений. Подбор геологической модели, удовлетворяющей изучаемое гравитационное поле, осуществлялся путем минимизации нижней границы пластинообразных тел.

В результате исследований по Коростенскому плутону был составлен геолого-геофизический разрез земной коры до глубины 20 км [9] (рис.3).

При построении глубинного геолого-геофизического разреза в районе Коростенского плутона были выявлены некоторые дополнительные сведения о геологических особенностях строения плутона на поверхности: существенно расширена площадь Чеповичского габбро-анортозитового массива. В пределах массива намечены три кольцеобразных структуры с развитием отдельных интрузивов пород основного состава по периферии структур и гранитов рапакиви внутри них (рис.3).



Рис.3. Схема геологического строения кристаллического основания Чеповичского габбро-анортозитового массива:
 1 - интрузивы основных пород; 2 - граниты рапакиви или габбро-лабрадориты небольшой вертикальной мощности; разрывные нарушения по данным: 3 - геологическим; 4 - геофизическим; 5 - контуры Володарск-Волынского и Чеповичского габбро-анортозитовых массивов по геологическим данным.

Дальнейшие исследования в районе сводились к вычислению и исключению из поля силы тяжести профиля эффекта от гравитирующих поверхностей раздела M_0 , M_1 и M_2 , выделенных в земной коре по данным ГСЗ. При этом пользовались методикой, предложенной Б.К. Балавадзе [1, 2].

Последующие исследования заключались в изучении оставшейся величины гравитационного поля, полученной после вычитания из наблюдаемой функции аномалий силы тяжести от рассмотренных гравитирующих объектов. В результате анализа оставшегося поля силы тяжести уточнялась форма и размеры уже отмеченных гравитирующих объектов. Кроме того, изучение этой части гравитационного эффекта показало, что оно связано с крупными горизонтальными неоднородностями в земной коре и верхней мантии. Ранее, при изучении наблюдаемого поля в районе Ельского минимума, элементы залегания геологического объекта, обуславливающего минимум, определялись по профилю АБ, пересекающего минимум вкосте простирания (рис. 4, I). Расчеты показали, что глубина до центра тяжести аномалеобразующего объекта доходит до 7 - 10 км. После исключения из поля силы тяжести минимума эффекта от осложняющего его пород интрузивного коростенского комплекса форма и размеры минимума изменились. Оказалось, что простирание минимума не широтное, как это видно в наблюдаемом поле, а северо-западное. Вычисленная глубина до центра тяжести аномалеобразующего объекта в этом случае по профилю ВГ (рис. 4, II) получилась около 70 км.

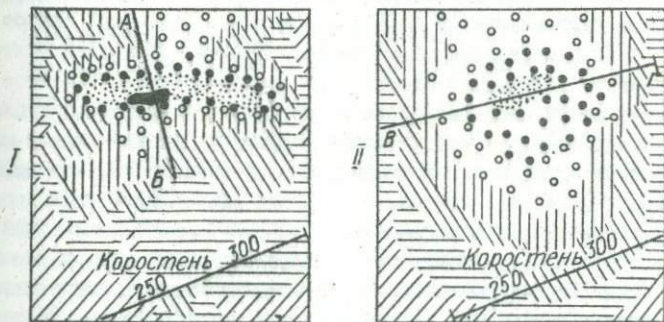


Рис. 4. Схема гравитационного поля Ельского минимума: I - наблюдаемого; II - остаточного; I - профиль гравитационных наблюдений.

Моделирование гравитационного эффекта в районе минимума показало, что если предположить, что минимум обусловлен наиболее легкими породами, развитыми в районе, гранитами рапакиви, то в этом случае нижняя граница их распространения, при заданных условиях распределения плотностного параметра, как это показано на рис. 3 [9], будет находиться на глубине примерно 20 км. Если же из разреза изъять породы основного со-

става (габбро-лабрадориты), пластинообразные залежи которых предусматриваются до глубины 20 км, тогда подошва гранитов рапакиви опустится до глубины 50 км. Приведенные варианты моделирования гравитационного поля в районе Ельского минимума явно противоречат геологическим представлениям о строении земной коры в районе исследований и результатам ГСЗ. По данным ГСЗ в районе Коростенского плутона поверхность Мохоровичича находится на глубине 40 км. Следовательно, легкие массы, обуславливающие гравитационный минимум, залегают ниже поверхности М, в подкоровом субстрате.

Анализируя, таким образом, оставшийся гравитационный эффект по всему исследуемому профилю, получили в первом приближении плотностные неоднородности вещества земной коры и верхней мантии вдоль рассматриваемого профиля (рис.2 /9/).

Как видно из приведенных данных, максимальная величина перепада значений силы тяжести, полученная вдоль рассматриваемого профиля, вызвана поведением рельефа поверхности Мохоровичича. Этот перепад определяется, главным образом, резкой ступенью (до 30 км) в поведении границы М, выделенной по данным ГСЗ, в области контакта Складчатых Карпат и Закарпатского прогиба. Последнее обусловило, в основном, и большую величину перепада в значениях Δg , вызванную неоднородностями подкоровых масс.

Следует также отметить, что приведенная на рис.2 глубина дифференциации вещества верхней мантии до 160 км является величиной сугубо условной. Эта глубина определялась в основном данными положения центра тяжести и значения избыточной плотности аномалообразующих объектов, обуславливающих величину оставшегося гравитационного эффекта, после исключения из наблюдаемой функции влияния неоднородностей земной коры. В задачу выполненных построений входило не определение глубины дифференциации вещества верхней мантии, а сам факт его присутствия здесь. Сейчас уже имеются сведения о том, что в районе Большой Венгерской впадины на глубине 60 км находится астеносферный слой, в Карпатском регионе и в пределах Днепровско-Донецкой впадины глубина его залегания предполагается на 100 км. В этой связи не исключается также возможность, что оставшийся гравитационный эффект вызван плотностными неоднородностями, залегающими на некоторой глубине ниже поверхности Мохоровичича, в астеносферном слое.

Л и т е р а т у р а

1. Балавадзе Б.К. Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии. Тбилиси, Изд-во АН ГССР, 1957. 114 с.
2. Балавадзе Б.К. Метод изучения структуры земной коры по аномалиям силы тяжести. - Геофиз. сборник, 1971, вып.42, с.3-7.
3. Белокуров В.С. Геофизическая характеристика и строение земной коры Черноморской впадины. Автореф. канд.дис. К., 1974. 143 с.
4. Булах Б.Г., Маркова М.Н. Методическое руководство и сборник программ для решения обратных задач гравиразведки на ЭЦМ "Минск-22". К., "Наук.думка", 1971. 177 с.
5. Полканов А.А. Плутон габбро-лабрадоритов Волны УССР. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1948. 80 с.
6. Солмогуб В.Б., Калужная Л.Т., Чекунов А.В. Глубинное строение земной коры в районе Коростенского плутона по данным сейсмических исследований. - Геофиз. сборник, 1968, вып.25, с.25-31.
7. Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы. К., "Наук.думка", 1971. 286 с.
8. Чекунов А.В., Ливанова Л.П., Гейко В.С. Глубинное строение земной коры и некоторые особенности тектоники Закарпатского прогиба. - Сов. геология, 1969, вып.10, с.57-68.
9. Чекунов А.В., Болубах К.А. Геологические аспекты комплексной интерпретации данных ГСЗ и гравиметрии по III международному профилю. См. наст. сборник.
10. Pinter A., Adam O., Szenes G. Regional gravity interpretation in the Hungarian. - Geofizikai.Kozlemenyek, XIII, Kötet, 1964, t.3, s. 315-328.

УДК 550.8.05:550.312 + 550.834.32

А.В.Чекунов, К.А.Болубах

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ГСЗ И ГРАВИМЕТРИИ ПО III МЕЖДУНАРОДНОМУ ПРОФИЛЮ

Результаты комплексной интерпретации данных ГСЗ и гравиметрии вдоль III международного профиля позволяют получить в исследуемом районе дополнительные сведения о геологических особенностях строения земной коры и верхней мантии.

По данным ГСЗ, строение земной коры вдоль профиля очень изменчиво, так как профиль пересекает генетически различные разновозрастные структуры от древнего дорифейского Украинского щита до молодых альпийских горных сооружений Карпат и Динарид (рис.1).

Мощность земной коры в районе профиля изменяется в широких пределах. Наименьшие отметки до поверхности Мохо (25 - 27 км) выделяются под Закарпатским прогибом и Большой Венгерской впадиной. Максимальная толщина земной коры (60 - 65 км) наблюдается в районе Складчатых Карпат и Предкарпатского передового прогиба. Средние глубины залегания поверхности Мохо прослежены под Волыно-Подольской плитой (42 км), Украинским щитом (40 - 53 км) и Днепровско-Донецкой впадиной (35 км).

Основными границами раздела коры являются поверхность кристаллического фундамента, первая поверхность раздела в кристаллических по-

Как видно из рисунка, в пределах профиля, до первой поверхности раздела, выделяются отдельные тела плотных пород, избыточная плотность которых колеблется от 0,03 до 0,25 г/см³.

Плотные породы отмечаются у основания осадочных образований Закарпатского прогиба, вблизи разрывного нарушения, отделяющего Закарпатский прогиб от Складчатых Карпат, в районе Предкарпатского передового прогиба и зоны сочленения его с Волыно-Подольской плитой (район границы Восточно-Европейской платформы), а также в пределах Волыно-Подольской плиты.

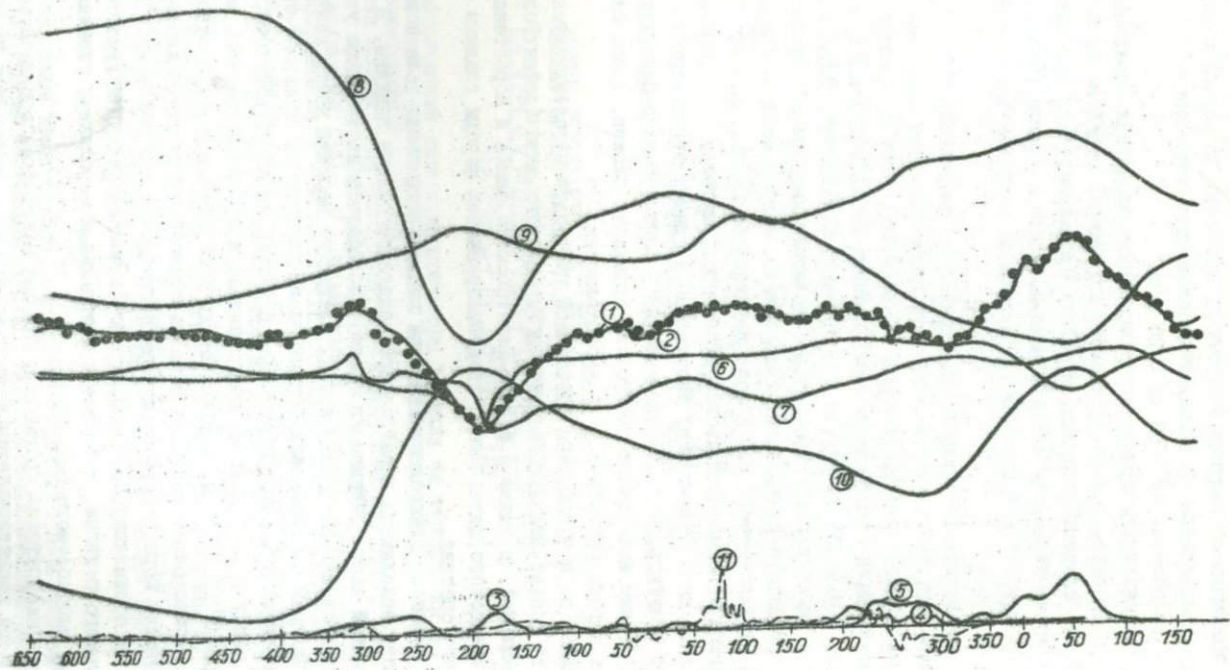
О геологической природе выделенных неоднородностей судить трудно. Их можно отнести за счет плотностной дифференциации осадочных пород или кристаллического фундамента, а, возможно, и их совместного влияния. О существовании отдельных из прослеженных неоднородностей отмечалось и ранее. С.И.Субботин [4], Э.А.Лазаренко, М.К.Гнилко, В.Н.Зайцева [1] в районе Закарпатского прогиба предполагают либо высоко приподнятые блоки домелового фундамента, либо наличие мощных толщ изверженных пород. Л.Е.Фильштынский [7] в зоне перехода от Предкарпатского передового прогиба к Волыно-Подольской плите предусматривает в кристаллическом фундаменте гнейсовые толщи, залегающие в гранитомигматитовых породах. Следует отметить, что на этом участке в районе Волыно-Подольской плиты, по полученным избыточным плотностям отдельных блоков, можно ожидать и плотные породы магматического происхождения.

Далее по профилю тела повышенной плотности прослеживаются в зоне контакта Волыно-Подольской плиты и Украинского щита (район Ровенской зоны разлома), а также в районе Шепетовского блока и Коростенского плутона Украинского щита. Здесь предусматриваются породы главным образом основного состава.

В пределах Днепровско-Донецкой впадины отдельные тела повышенной плотности выделяются в районе юго-западного склона впадины. В наиболее погруженной части впадины (грабене) наблюдается постепенное увеличение плотности отдельных блоков пород, слагающих верхнюю часть земной коры, в направлении от периферии впадины к ее центру.

Переходя к рассмотрению более глубоких слоев земной коры, расположенных между первой поверхностью раздела и границей раздела, выделенной на глубинах 15 - 30 км, а также между последней и поверхностью Мохоревича, можно отметить существование сложной плотностной дифференциации вещества коры в горизонтальном направлении. Величина избыточной плотности составляет 0,19 - 0,21 г/см³. Каждой геоструктурной единице исследуемого региона, а зачастую и отдельным ее блокам, отвечают свои значения плотностного параметра.

Под Закарпатским прогибом и Большой Венгерской впадиной вещество земной коры характеризуется несколько большими значениями плотности (2,86 и 3,10 г/см³), чем под Складчатыми Карпатами и Предкарпатским



передовым прогибом (2,80 - 2,82 и 3,02 - 3,08 г/см³). В районе Вольно-Подольской плиты получены значения плотности вещества коры, хотя и немногим, но также большим (2,83 и 3,03 г/см³), чем под Складчатыми Карпатами (2,82 и 3,02 г/см³). В пределах Украинского щита, в районе Шепетовского блока отмечаются самые высокие значения плотности корового вещества (2,89 и 3,11 г/см³). Территория Коростенского плутона, наоборот, характеризуется пониженными значениями плотности пород коры (2,74-2,75 и 2,98-2,99 г/см³). В пределах Днепровско-Донецкой впадины наблюдаются значения плотности вещества земной коры, колеблющиеся в широких пределах (2,68 - 2,78 и 2,92 - 3,00 г/см³). Земная кора в области сочленения Предкарпатского передового прогиба и Вольно-Подольской плиты, последней с Украинским щитом, а также Днепровско-Донецкой впадины с Воронежским массивом характеризуется близкими по величине средними из прослеженных значений плотностного параметра (2,82-2,83 и 3,01-3,03 г/см³).

Ниже поверхности Мохоровичича, в подкоровом слое, по данным выполненных исследований, отмечается перепад плотностного параметра, равный 0,15 г/см³. Наблюдается определенная закономерность между характером распределения плотности пород верхней мантии и толщиной земной коры, установленной по данным ГСЗ. На участках, где выделяется самая тонкая земная кора, под Закарпатским прогибом и Большой Венгерской впадиной, получены минимальные значения плотности подкорового вещества (3,20 г/см³). В районе максимальных отметок до поверхности Мохо, под Складчатыми Карпатами и Предкарпатским передовым прогибом, прослеживаются самые высокие значения плотности подкорового субстрата (3,35 г/см³). В районе Днепровско-Донецкой впадины, где по данным ГСЗ выявлена сравнительно небольшая мощность земной коры, при всецело резком прогибании отдельных поверхностей ее раздела, наблюдается также максимальная плотность подкоровых масс (3,35 г/см³). На участках средних глубин залегания поверхности Мохо, в пределах Вольно-Подольской плиты, Украинского щита и Воронежского массива прослежены переходные значения плотности пород верхней мантии (3,28 и 3,27 г/см³).

Полученное распределение плотности вещества верхней мантии экспериментально подтверждает теоретические основы, ранее разработанные для данного региона С.И.Субботиним о существовании зон разуплотнения подкоровых масс под приподнятыми участками основания земной коры (Закарпатский прогиб, Большая Венгерская впадина) и зон его сжатия, уплотнения под прогибами основания коры [4,5]. Как и предполагал С.И.Субботин, уплотненное подкоровое вещество в верхней мантии находится и под основанием Днепровско-Донецкой впадины, хотя здесь, по данным ГСЗ, и выявлена обратная форма рельефа поверхности Мохо.

Дифференциация вещества верхней мантии, как показывают данные исследований, определяется не только геологическими особенностями крупных геоструктурных единиц региона, но и областями их контакта, сочлене-

ния. В целом можно отметить, что вещество верхней мантии в области контакта крупных геологических регионов по своему физическому состоянию отличается от последних. Области контакта характеризуются либо переходными значениями плотности подкоровых масс, как это имеет место в районе Закарпатского прогиба ($3,20 \text{ г/см}^3$ - Большая Венгерская впадина, $3,23 \text{ г/см}^3$ - Закарпатский прогиб, $3,35 \text{ г/см}^3$ - Складчатые Карпаты), либо пониженными значениями плотности (район границы Восточно-Европейской платформы и Ровенского разлома - $3,21 \text{ г/см}^3$, Коростенского плутона, расположенного вблизи зоны сочленения Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины и зоны сочленения Днепровско-Донецкой впадины и Воронежского массива - $3,20 \text{ г/см}^3$). Ширина области контакта крупных геологических провинций в подкоровом слое составляет 30 - 40 км и немногим больше.

Как видно из приведенных данных, плотностная дифференциация вещества верхней мантии находится в тесной связи с особенностями геологического строения земной коры.

При рассмотрении выполненных построений в свете ранее высказанных предположений о механизме образования изучаемых геологических структур можно отметить следующее.

В районе Карпат и Большой Венгерской впадины наблюдаемое распределение плотностного параметра хорошо увязывается с предположением о действии в земной коре тангенциальных напряжений, обусловленных влиянием подкорового конвекционного потока. Подъем конвекционного потока под Венгерской впадиной вынес к ее поверхности большое количество тепла. Восходящий конвекционный поток вызвал в районе впадины растяжение земной коры, ее растаскивание, уменьшение мощности и прогибание фундамента. Последнее, в свою очередь, привело к растрескиванию земной коры и выбросу из глубины большого количества масс магматического происхождения, главным образом, основного и среднего состава. Эти процессы и разогрев обусловили под Венгерской впадиной разуплотнение подкорового вещества и сравнительно плотную ее земную кору.

Растяжение земной коры под Венгерской впадиной привело к одновременному латеральному перемещению материала коры в сторону Карпат. Тангенциальное движение масс земной коры на этом участке встретило сопротивление со стороны стабильной Восточно-Европейской платформы. Последнее вызвало погружение материала коры, его вдавливание на глубину. Погружению способствовало, а может быть, и определило его действие нисходящей ветви конвекционного потока. Предполагаемые перемещения горных масс земной коры в районе Складчатых Карпат и Предкарпатского передового прогиба обусловили сжатие, уплотнение его подкорового вещества.

Действием тангенциальных сил можно объяснить и наблюдаемые под Закарпатским прогибом переходные значения плотности подкорового субстрата.

Район Шепетовского блока Украинского щита с юго-запада ограничен Ровенской зоной разлома, с северо-востока — Шепетовским разломом. Разломы пересекают всю земную кору и уходят в верхнюю мантию. В районе Шепетовского блока основные границы раздела внутри земной коры резко вздернуты в сторону Ровенской зоны разлома. В пределах Шепетовского блока получены самые высокие значения плотности пород земной коры, а на поверхности здесь выделяются отдельные тела пород основного состава. Предполагается, что на этом участке происходило проникновение, насыщение материала земной коры тяжелыми компонентами, источником которых являлось подкоровое вещество. По аналогии со структурами центральной части Украинского щита эта территория, возможно, характеризует раннепротерозойскую геосинклиналиную зону.

По территории Коростенского плутона Украинского щита составлен геолого-геофизический разрез верхней части земной коры до глубины 20 км (рис.3). Плутон представляет собой сложную слоисто-блоковую структуру, расчлененную крупными разрывными нарушениями на два основных блока Володарск-Волынский и Чеповичский габбро-анортозитовые массивы.

Направление падения разломов пологое в сторону Днепровско-Донецкой впадины. И только глубинный разлом, ограничивающий плутон с востока, уходит под плутон. Вблизи разрывных нарушений выделяются отдельные интрузивные тела пород основного состава, между ними прослеживаются пластиноподобные залежи габбро-анортозитов и гранитов-рапакиви, залегающих друг над другом.

Образование плутона происходило на некоторой глубине в земной коре, о чем свидетельствует гипабиссальный облик слагающих его пород. Проникновение основного материала плутона в верхние этажи коры происходило по разломам. Главный подводящий канал приурочен, по-видимому, к глубинному разлому, разделяющему Володарск-Волынский и Чеповичский массивы. Магматические массы, поступающие по глубинным разломам, питали магмой отдельные интрузивные залежи. Распространение магматического материала в тангенциальном направлении происходило по горизонтальным или полого расположенным ослабленным тектоническим зонам, по-видимому, соответствующим тангенциальным расколам.

Район Днепровско-Донецкой впадины разделяется крупными краевыми разрывными нарушениями на центральную погруженную часть впадины (грабен) и ее юго-западный и северо-восточный склоны. Эти крупные разрывы пересекают всю земную кору и продолжаются в верхнюю мантию, возможно, в виде сложных зон. В пределах верхней мантии краевые разрывы разделяют уплотненное подкоровое вещество на три области, обладающие различной плотностью. Самое плотное вещество в подкоровом слое находится под центральным грабеном ($3,35 \text{ г/см}^3$) менее плотное — под северо-восточным его склоном ($3,33 \text{ г/см}^3$) и сравнительно легкое под юго-западным склоном ($3,28 \text{ г/см}^3$).

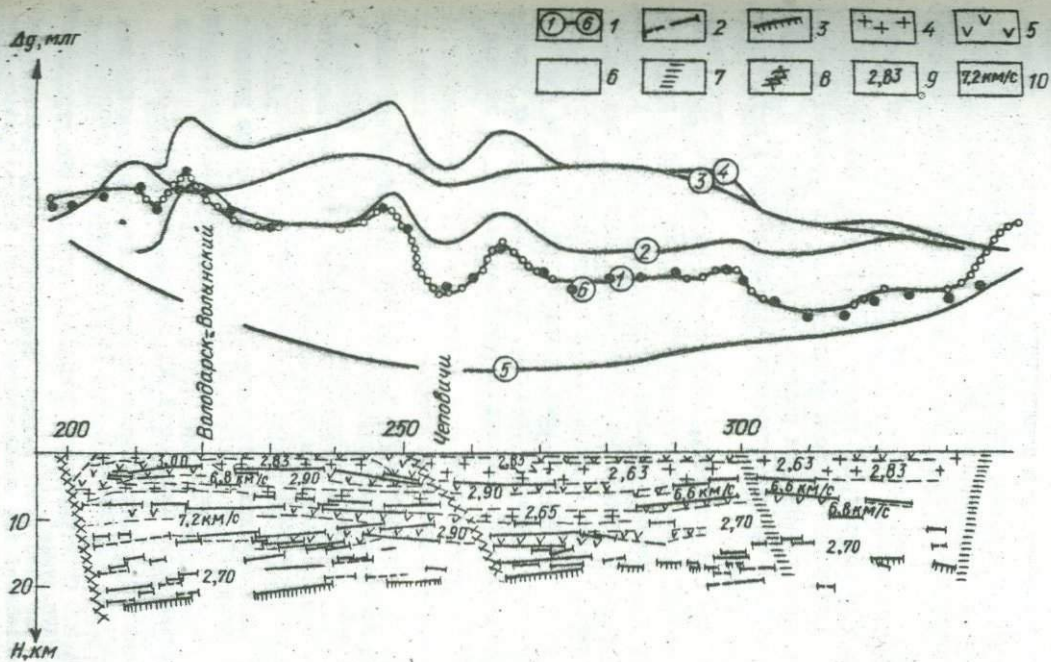


Рис.3. Геолого-геофизический разрез верхней части земной коры в районе Коростенского плутона. Кривые силы тяжести (цифры в кружках): 1 - наблюдаемая, 2 - от поверхностных неоднородностей, 3 - более глубоких плотностных неоднородностей верхней части земной коры, 4 - суммарная (2+3), 5 - регионального фона, 6 - расчетная; 2 - сейсмические границы; 3 - предполагаемая поверхность Конрада; 4 - граниты рапакиви; 5 - основные породы; 6 - вмещающие породы; разрывные нарушения по данным; 7 - гравиметрии; 8 - сейсмометрии; 9 - плотность, г/см^3 ; 10 - граничная скорость распространенных упругих волн.

Днепровско-Донецкая впадина относится к структуре горизонтального растяжения земной коры. Концентрация основных подводных каналов магматического материала предполагается в центральной части грабена. Здесь выделяются и наиболее плотные разновидности пород, слагающие впадину.

Растяжение Днепровско-Донецкой впадины, как можно судить из распределения плотности вещества в подкоровом слое, происходило, по-видимому, более интенсивно в районе юго-западного его склона, где выделяется сравнительно легкое подкоровое вещество, и менее интенсивно на участке северо-восточного склона, под которым получены более плотные подкоровые массы.

Как видно из приведенных данных по исследуемому профилю, области контакта различных геоструктурных единиц региона представляют собой не плоскость, а крупную тектонически активную зону, в пределах которой возможна периодическая активизация процессов раздробления и повышенной трещиноватости, а также магматических проявлений как в интрузивной, так и в эффузивной форме.

В заключение следует отметить, что несмотря на то, что данные выполненных исследований вдоль III международного профиля хотя и представляют собой первое приближение истинной геологической картины в регионе, однако то многообразие дополнительной информации, которую они дают возможность получить, вполне оправдывает их построение. Полученные в рассматриваемом регионе дополнительные геологические сведения как о строении отдельных геологических провинций, так и механизме их образования, существенно расширяют возможности прогнозирования и поисков полезных ископаемых.

Л и т е р а т у р а

1. Лазаренко Э.А., Гнилко М.К., Зайцева В.Н. Металлогения Закарпатья. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1968. 173 с.
2. Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Червинская М.В. и др. Основные результаты и проблемы изучения земной коры Украины сейсмическими методами. - Геофиз. сборник, 1970, вып.38, с.36-48.
3. Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы. К., "Наук.думка", 1971. 286 с.
4. Суботин С.И. Глубинное строение Советских Карпат по данным геофизических исследований. К., Изд-во АН УССР, 1955. 260 с.
5. Суботин С.И., Наумчик Г.А., Рахимова И.Ш. Процессы в верхней мантии Земли. К., "Наук.думка", 1964. 138 с.
6. Тектоническая карта Украинской ССР и Молдавской ССР м-ба 1:1000000. К., "Наук.думка", 1972. 15 с.
7. Фильштынский Л.Е. К истолкованию гравитационных аномалий западных окраин Волны и Подолли. - В кн.: Геофизические исследования на Украине. К., 1970, с.158.
8. Чекунов А.В. Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. К., "Наук.думка", 1972. 176 с.
9. Mituch K. The results of seismic measurements carried out by the Hungarian sections of the International Crystal Investigation Profiles. - Acta Geophys.et montanist. Acad.Sci.Hung., 1968, 3, p.395-405.

В.Г.Козленко, Э.Л.Шен

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПЛОЩАДНЫХ ОСТАТОЧНЫХ АНОМАЛИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ
ПРИ ПОСТРОЕНИИ ГРАВИТАЦИОННОЙ МОДЕЛИ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

Одна из задач гравиразведки в Днепровско-Донецкой впадине состоит в изучении строения нижней части осадочной толщи, которое во многом определяется рельефом кристаллического основания. Из данных глубокого бурения известен факт существенной дифференцированности девонских отложений по площади, что, несомненно, свидетельствует о мелкоблоковом характере строения поверхности фундамента. Это подтверждается и результатами работ по моделированию волновых полей КМПВ. Данные гравиметрии используются при комплексной интерпретации; получаемая ею информация о строении фундамента согласуется со скоростными моделями по профилям КМПВ, с последующей интерполяцией поверхности фундамента в пространство между профилями.

Разница в плотностях между нижней частью осадочного чехла и кристаллическими породами невелика — порядка $0,05 \text{ г/см}^3$ в лучшем случае. Поэтому в первом приближении задача решается путем нахождения положения нижней кромки соляных масс девона, которую от фундамента отделяет в среднем полукилометровая толща подсолевых терригеннов.

Плотностная модель построена в масштабе 1:200000 для северо-западной части Днепровского грабена с Ичнянской группой солянокупольных структур в центре (рис.1). Методика ее расчета состояла в следующем. Из наблюдаемого поля в редукции Буге вычитался эффект верхней части осадочной толщи, относительно хорошо изученной сейсморазведкой МОВ и бурением. Функция распределения плотности осадочных пород с глубиной составлена С.Х.Лейбович по данным лабораторных определений физических свойств с тщательной привязкой к литолого-стратиграфическому разрезу. Эта функция отражает градиентное нарастание плотности с глубиной со скачками $\Delta \rho$ на границах комплексов, проходящих в отложениях мела, триаса и среднего карбона. В эффект верхов осадочной толщи включена гипсометрия поверхности девонских соляных масс, также построенная по данным МОВ и бурения.

В полученном таким образом разностном поле силы тяжести отражено влияние нижней части осадочной толщи, подлежащей исследованию, и неоднородностей фундамента. Далее выполнялся подбор конфигурации нижней границы соляных масс так, чтобы были устранены по возможности все локальные искажения разностного поля. Отдавая себе отчет в том, что фундамент гетерогенен и что по крайней мере часть локальных аномалий вызвана петрографическими неоднородностями фундамента, мы пошли по пути объяснения локальных аномалий разностного поля стереометрией соляных

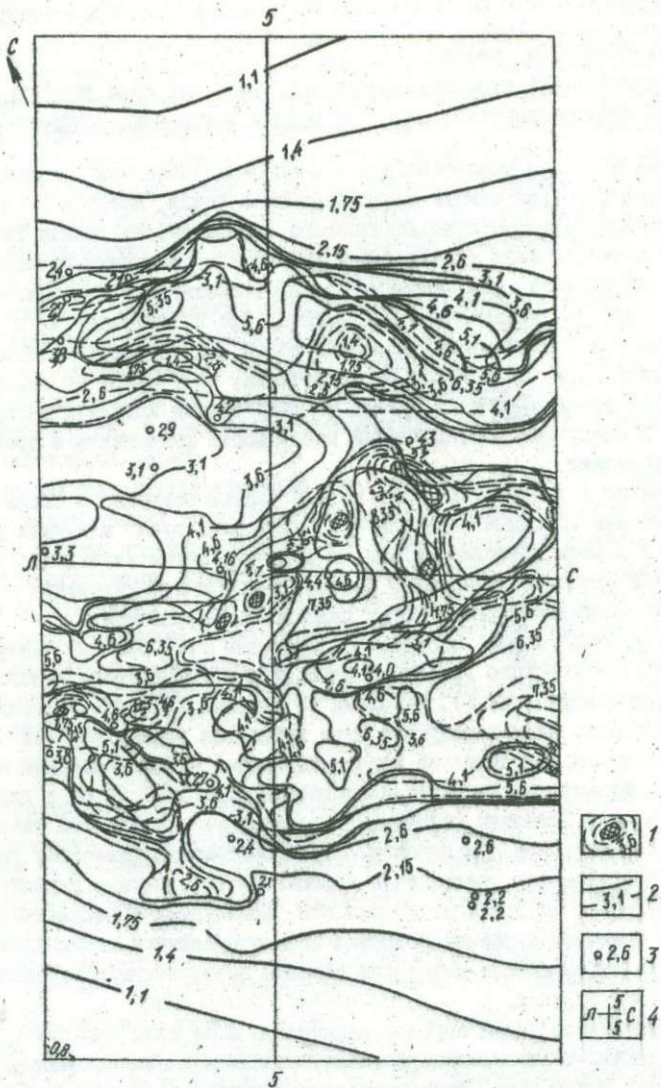


Рис.1. Плотностная модель северо-западной части Днепровского грабена (без верхов осадочной толщи):
 1 - изогипсы поверхности соляных масс; заштрихованы соляные штоки;
 2 - изогипсы поверхности консолидированного фундамента; 3 - скважины, вскрывшие фундамент с отметками его глубин, км; 4 - профиль ГСЗ Любеч-Сребное (Л-С) и один из расчетных профилей (5). Изогипсы оцифрованы в глубинах средних линий поинтервальных срезов.

масс, т.е. рельефом фундамента, прибегая к изменениям плотностей в фундаменте только в случае явной несостоятельности первого объяснения. При подборе нижней границы осадочной толщи использовались данные КМПВ, магниторазведки, бурения, а также геологические представления о глубинной структуре авлакогена.

Все расчеты осуществлялись на БЭОМ-4 по программе, составленной под руководством В.А. Дядюры, по системе профилей через 8 км с шагом по профилю 2 км. Данные о плотностной модели представлялись картами поинтервальных срезов.

После ряда приближений число локальных искажений изолиний разностного поля было сведено к минимуму (рис.2). Оставшаяся региональная часть поля отражает наличие глубинного уплотнения, простирающегося вдоль оси впадины. Прямой эффект вариантов такого уплотнения в совокупности с картой рис.2 дает характеристику всей плотностной модели изучаемой части Днепровско-Донецкой впадины до верхней мантии. В случае полного соответствия модели реальному строению разница между двумя эффектами была бы равна нулю. Однако между ними существуют отличия, которые представлены на рис.3 в виде карты остаточных аномалий поля силы тяжести. С помощью этой карты можно сравнительно легко определить дальнейшие изменения, которые следует внести в плотностную модель для ее улучшения. Эти изменения относятся к двум основным категориям: те, которые фиксируются на отдельных профилях замкнутыми изолиниями, следует объяснять недоучетом приповерхностных факторов, а аномалии, прослеживающиеся на ряде профилей через разнородные структуры, нужно относить за счет глубинных факторов.

Примером аномалии второй категории служит полоса, выраженная изоаномалами от -2 до 2 мгл, которая протягивается через весь участок параллельно осевой зоне к северу от нее. Возможны, конечно, случаи комбинации локальных аномалий, создающих видимость действия глубинных факторов — такова, вероятно, система минимумов с экстремальными отметками -8 мгл, прослеживающаяся к югу от осевой зоны. Не исключено, что эта система отражает и неправильности в задании глубинной части модели. Выводы относительно ее фактической природы будут сделаны в процессе дальнейшей интерпретации.

Природа локальных составляющих остаточного поля в большинстве случаев сомнений не вызывает. Так, аномалии в северной и южной частях участка связаны с недоучетом локальных изменений петрографии фундамента на бортах авлакогена. Минимумы амплитудой -8 и -6 мгл, уходящие соответственно за западную и восточную границы участка, объясняются занижением мощности соленосных отложений в западной части Нежинской и Парафиевской впадинах по фундаменту. Узколокальный максимум $+4$ мгл, приуроченный к своду Великозагоровского поднятия (к северу от центра участка), свидетельствует о необходимости внесения корректив в верхнюю

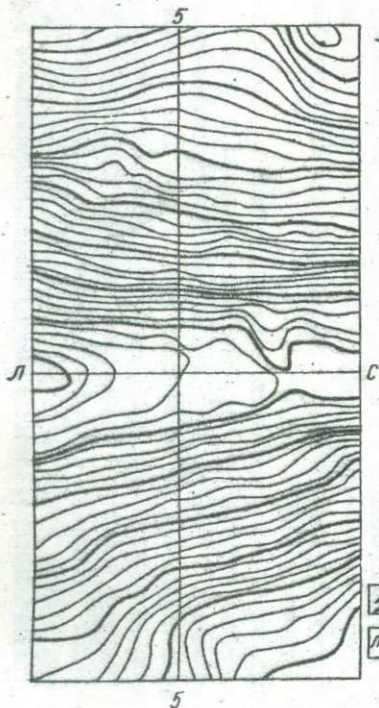


Рис.2. Карта разностного поля силы тяжести (аномалия Буге за вычетом эффекта осадочной толщи):
1 - изолинии разностного поля;
2 - то же, что рис.1, п.4.

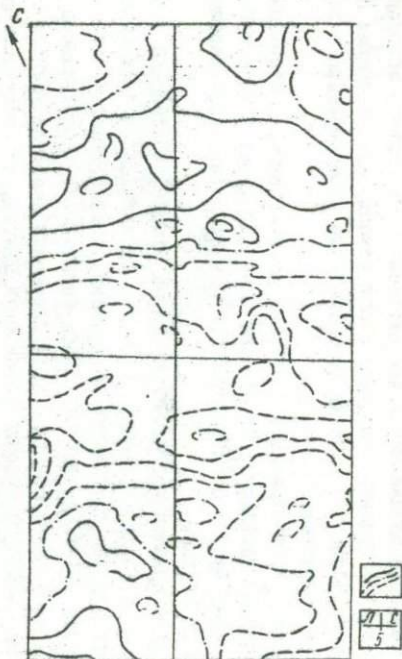


Рис.3. Карта остаточного поля силы тяжести:
1 - изолинии остаточного поля;
2 - то же, что рис.1, п.4.

часть модели, которая полагалась заданной и не подбиралась. Заметим, что на рис.3 не отражены локальные аномалии остаточного поля, амплитуда которых не превышает сечения карты исходного наблюдаемого поля. Анализ этих аномалий следует выполнять при построении более детальной модели, например, в масштабе 1:50000, с использованием карт полумиллиметрового сечения.

Особый интерес представляют аномалии, которые вступают в противоречие с имеющимися данными других методов. К таким аномалиям относится минимум, расположенный в осевой зоне восточнее центра участка. Он приурочен к Ивангородскому поднятию, осложненному прорывом девонской соли и раздувом нижнепермокой соли. Тщательный анализ этой аномалии показывает, что она не может быть связана с глубинными массами. В то же время хорошая изученность Ивангородской структуры сейсморазведкой МОВ не дает возможности поместить недостающие отрицательные массы в верхней половине осадочного чехла. Разрешение этого противоречия, очевидно, должно повлечь за собой не только изменения в геологических представлениях, но и выводы методического характера.

Не вдаваясь в подробный анализ результатов выполненной интерпретации, приведенных на рис.1, отметим только, что полученная модель вносит существенные коррективы в представления о стиле тектоники погруженных частей Днепровско-Донецкого авлакогена. Не вызывает сомнения, что рельеф подошвы осадочной толщи характеризуется крайне сложной блоковой структурой, причем перепады глубин могут достигать нескольких километров на очень малом протяжении по горизонтали. Эта локальная блокировка фундамента делает понятной крайнюю прихотливость в строении соляных тел, свойственную, в частности, Ичнянской группе структур. Количественные оценки глубины залегания отдельных блоков нуждаются в дальнейшем уточнении: они в значительной мере зависят от правильной расшифровки глубинного строения фундамента авлакогена.

Региональное уплотнение было задано в виде горизонтального цилиндрического тела с избыточной плотностью $0,15 \text{ г/см}^3$ и глубиной оси порядка 22 км (рис.4,а). Это уплотнение практически непрерывно прослеживается вдоль оси Днепровско-Донецкой впадины между профилями ГСЗ Киев-Гомель и Царичанка-Богодухов [8]. Ранее установлено, что источник осевого регионального максимума сосредоточен в основном в верхней части консолидированной коры [2]. При подборе регионального уплотнения фундамента на исследуемом участке развивалось именно это представление (рис.4,а, вариант 2). Однако моделирование этого варианта встретило технические трудности, состоявшие в том, что верхняя кромка аномальных масс (поверхность фундамента) также являлась объектом подбора. Необходимо было разделить влияние обеих переменных. Поэтому региональная часть разностного поля была подобрана уплотнением на глубине формально с тем, чтобы потом искать эквивалентное распределение масс, оправданное с геолого-физической точки зрения.

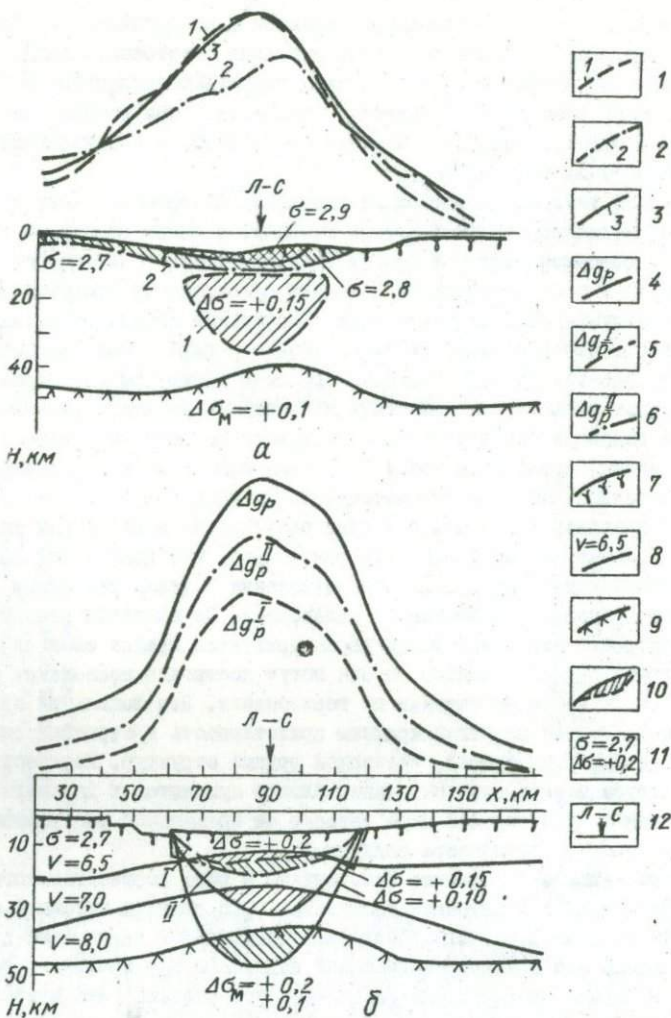


Рис. 4. Анализ вариантов уплотнения в кристаллическом фундаменте: а - по расчетному профилю 5; б - в сечении профиля ГСЗ Пирятин-Галамеевка; I - эффект осевого уплотнения с $\Delta\sigma = +0,15 \text{ г/см}^3$; 2 - эффект дифференцированного уплотнения в верхней части фундамента ($\sigma = 2,8$ и $2,9 \text{ г/см}^3$); 3 - региональная составляющая разностного поля; эффект подъема поверхности Моху (М) учтен с $\Delta\sigma = +0,1 \text{ г/см}^3$; 4 - региональная составляющая разностного поля без учета эффекта М; 5 - то же с учетом эффекта М при $\Delta\sigma = +0,2 \text{ г/см}^3$; 6 - то же при $\Delta\sigma = +0,1 \text{ г/см}^3$; 7 - поверхность консолидированной части гранитного слоя; 8 - скоростные уровни (км/с) отражающие положение базальтового слоя; 9 - поверхность Моху (скоростной уровень 8,0 км/с); 10 - варианты уплотнений, объяснение в тексте; 11 - абсолютные и избыточные плотности, г/см^3 ; 12 - пере-

Уплотнение в виде цилиндрического тела с избыточной плотностью $0,15 \text{ г/см}^3$, которое формально удовлетворяет региональной составляющей разностного поля (рис.4,а, вариант I и рис.4,б, вариант с $\Delta\sigma = +0,15$), распространяется в интервале глубин II - 36 км, захватывая в нижней части базальтовый слой. Избыточная плотность $0,15 \text{ г/см}^3$ по отношению к средней плотности базальтового слоя означает присутствие в последнем значительных количеств пород типа перидотитов, что с точки зрения современных данных петрохимии и тектонофизики является маловероятным. Для анализа вариантов распределения плотностей, эквивалентных рассмотренному, использовалась программа решения обратной контактной задачи, составленная под руководством В.И.Старостенко. Некоторые результаты проведенных расчетов представлены на рис.4,б. Они выполнены с опорой на данные ГСЗ по профилю Пирятин-Талалаевка, расположенному у восточной границы рассматриваемого участка.

Из этих материалов видно, что эквивалентное распределение масс при избыточной плотности $0,1 \text{ г/см}^3$ также является "невыгодным": абсолютная плотность аномальных масс в базальтовом слое уменьшается не много, а объем значительно возрастает, захватывая даже верхнюю мантию под выступом поверхности М. Лучше объясняется эквивалентное распределение масс при избыточной плотности $0,2 \text{ г/см}^3$: оно становится более компактным, а главное - тяготеет к верхней части консолидированной коры, т.е. к гранитному слою.

Породы с $\Delta\sigma = 0,2 \text{ г/см}^3$ относительно средней плотности гранитного слоя $2,7 \text{ г/см}^3$ в больших количествах более вероятны - это базальты, габбро и другие образования основного и частично ультраосновного состава, слагающие базифицированные участки коры. По-видимому, некоторую долю подбираемого регионального максимума может обуславливать подъем скоростных уровней $6,5$ и $7,0 \text{ км/с}$, выявленный под осевой частью Днепровско-Донецкого авлакогена [5]. В этом случае геологическое истолкование уплотнений в гранитном слое становится еще более правдоподобным: внедрения основных пород наверняка не являются сплошными.

Развивая изложенные соображения, можно сделать определенные выводы относительно перепада плотностей на поверхности М (при данной ее конфигурации, полученной интерпретацией материалов ГСЗ, в частности, по профилю Пирятин-Талалаевка). Если принять $\Delta\sigma$ на границе М, равной $0,2 \text{ г/см}^3$, то амплитуда регионального максимума разностного поля уменьшается примерно на 15 мгл (кривая Δg_p^I на рис.4,б). Соответствующее уплотнение под осью впадины становится еще более компактным, минимально захватывая область пород с повышенными скоростями, ограничиваемой скоростным уровнем $6,5 \text{ км/с}$. Перепад $0,2 \text{ г/см}^3$ на границе М признан предпочтительным для Донбасса [4], центральной части Восточно-Европейской платформы [1] и других регионов.

Разумеется, полученные оценки являются сугубо предварительными, и для их уточнения необходимо провести более тщательный подбор скоростной и плотностной модели коры в целом, а также согласовать с материалами сейсморазведки выполненные построения по поверхности фундамента, что предполагается делать в дальнейшем. Здесь обратим внимание на методические аспекты проведенной работы, которые, как нам кажется, имеют важное практическое значение. Во-первых, выявлена весьма тесная зависимость решения задачи определения мощности осадочной толщи от выяснения особенностей глубинного строения участка: от величины перепада плотности на границе М зависит распределение уплотнения в верхах консолидированной части коры, а это распределение контролируется положением поверхности фундамента (амплитуда регионального максимума разностного поля есть функция мощности осадочного чехла). Следовательно, достоверные выводы относительно строения верхней части коры невозможно сделать в отрыве от изучения модели всей коры.

Во-вторых, большое удобство при интерпретации поля силы тяжести методом моделирования представляет использование карт остаточных аномалий, образованных вычитанием из наблюдаемого поля эффекта заданной модели. Остаточные аномалии, которые можно анализировать всеми известными способами (разделение по радиусам корреляции, оценки глубины залегания центров тяжести масс и т.п.), позволяют целенаправленно проводить улучшение модели. Принципиальное преимущество остаточных аномалий состоит в том, что мы точно знаем, по отношению к чему они получены, тогда как, пытаясь выделить аномалии из наблюдаемого поля, мы лишены возможности контролировать соответствие аномалий искомым объектам.

Использование остаточных аномалий дает возможность обойти проблему разделения полей, которая, как известно, не имеет строгого решения, и тем самым повысить достоверность интерпретации данных гравиметрии.

Л и т е р а т у р а

1. Дабига А.Н., Мелихов В.Р. О слоисто-блоковом строении земной коры Московской синеклизы (по профилю Череповец-Меленки). - Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геология, 1975, № 4, с.118-122.
2. Козленко В.Г., Шен Э.Л., Лейбович С.Х. Некоторые данные о природе Лохвицкого максимума. - В кн.: Геофизические исследования на Украине. К., 1970, с.152-155.
3. Козленко В.Г., Шен Э.Л., Лейбович С.Х. К истолкованию редуцированного гравитационного поля Днепровского грабена. - В кн.: Геофизические исследования на Украине. К., 1972, с.91-95.
4. Красовский С.С. Моделирование структур земной коры и верхней мантии. - В кн.: Проблемы физики Земли на Украине. К., 1975, с.53-57.
5. Павленкова Н.И. Волновые поля и модель земной коры. К., "Наук. думка", 1973. 218 с.

В.Б.Бурьянов, С.С.Красовский,
П.Я.Куприяненко, А.О.Шмидт

МОДЕЛИРОВАНИЕ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ
УКРАИНСКОГО ШИТА ПО УШ ПРОФИЛЮ ГСЗ

В Институте геофизики АН УССР с 1968 г. проводится изучение в гравитационном поле структур земной коры с помощью итерационного моделирования [6, 8, 9].

Опыт моделирования в гравитационном поле контрастных структур земной коры по профилям ГСЗ X и XI, пересекающим приазовскую часть Ущ, Донбасс и Воронежский массив, показал, что наиболее вероятным для консолидированной земной коры является постепенное увеличение плотности пород от поверхности фундамента к подошве земной коры. При этом было выяснено, что на границе К вряд ли можно ожидать заметного перепада плотностей (не более $0,1 \text{ г/см}^3$), а на границе М этот перепад не превышает $0,2 \text{ г/см}^3$, существенный вклад в аномальный гравитационный эффект обусловлен неоднородностями верхней части земной коры [6].

В 1970-1971 гг. В.Б.Бурьянов и А.О.Шмидт [17, 18] провели моделирование структур земной коры по УШ профилю ГСЗ, пересекающему Украинский щит, на участке р.Днепр - г.Гайворон (ПК 0-395). В работе из сейсмических построений использовалась морфология поверхности М [16]. Модель земной коры была принята двухслойной. И в "гранитном", и в "базальтовом" слоях рассчитывалось градиентное увеличение плотности так, что на границах К и М не происходил скачок плотности, а наблюдалось изменение коэффициента нарастания плотности. На поверхности К $\sigma = 2,84 \text{ г/см}^3$ (возможная плотность основных гнейсов и чарнокитов в низах "гранитного" слоя), а начиная с поверхности М - $3,25 \text{ г/см}^3$. Данные о плотностях пород (карта изоплотностей Ущ А.О.Шмидта), выходящих на поверхность кристаллического фундамента, учитывались в трехмерном варианте в полосе шириной 140 км (по 70 км по обе стороны от профиля). Поверхность К располагалась в среднем на глубине 14 км, причем минимальная его глубина - 5 км - была в Голованевском блоке, максимальная - 20 км - в области распространения новоукраинских гранитов. Глубины поверхности К выбирались из геологических концепций. Гравитационный эффект представленного таким образом "гранитного" слоя практически удовлетворил наблюдаемую кривую Δg . Однако вследствие негоризонтальности поверхностей К, и особенно М, в "базальтовом" слое создавались крупные (до 200 мгл) аномальные эффекты, не находившие отражения в наблюдаемой кривой.

Для того чтобы суммарный эффект модели удовлетворял наблюдаемую кривую, к эффекту земной коры был добавлен эффект двух зон уплотнения верхней мантии, расположенных под докембрийскими "корнями" гор, выделенными сейсмометрией [16].

Разработанные на этой модели методические положения по расчету гравитационного эффекта трехмерных геологических объектов поверхности фундамента при градиентном изменении плотности пород во всей земной коре без значительных скачков плотности на поверхностях К и М позволили перейти к построению и расчету сложных моделей, максимально приближенных к реальному распределению плотности в земной коре.

Вместе с тем в рассмотренной модели недостаточно использовалась сейсмическая информация. В результате поверхность К в модели расположена выше, чем сейчас установлено сейсмометрией. Необходимо отметить, что нет достаточно веских доказательств существования крупных плотностных неоднородностей в верхней мантии древних щитов.

В верхней части земной коры не во всех геологических объектах плотность увеличивается с глубиной (это касается, в частности, ряда гранитных массивов). Различный характер изменения плотности в разных блоках позволяет при объяснении поля силы тяжести не прибегать к резким ундуляциям поверхностей К и М.

В 1973–1974 гг. Н.И.Павленкова, В.Б.Бурьянов, В.В.Гордиенко [12] построили обобщенную геофизическую модель, опираясь на результаты интерпретации данных ГСЗ по VIII профилю Н.И.Павленковой. В этой градиентной модели расчет гравитационного влияния велся по плотностным уровням, пересчитанным из скоростных. Земная кора принималась трехслойной: верхний слой – до глубины 7–10 км в разных вариантах (на подошве слоя $v = 6,4\text{--}6,5$ км/с, $\sigma = 2,8$ г/см³), средний слой – до глубины 30 км ($v = 7,0$ км/с, $\sigma = 2,9$ г/см³). В верхнем слое плотность нарастала с градиентом в среднем 0,015 г/см³ на 1 км, в среднем слое – 0,005 г/см³ на 1 км. Эти два слоя объединены в "гранитный". Средняя мощность нижнего "базальтового" слоя принималась 15 км с большим градиентом – 0,026 г/см³ на 1 км. Расчетная поверхность М принималась по изолинии скорости 8,0 км/с ($\sigma = 3,3$ г/см³) на глубине 45 км.

Наблюдаемое поле dg удовлетворялось верхним слоем этой модели. Для достижения этого в блоке новоукраинских гранитов плотность их принималась практически постоянной на всю их мощность. Такое строение этого массива подтверждалось в работе расчетами по тепловому полю. В гродованевском блоке подошва верхнего слоя была принята приподнятой до 5 км. Показано, что распространение плотностной дифференциации блоков фундамента на всю мощность "гранитного" слоя (до 30 км) приводит при расчетах к аномалиям, значительно превышающим наблюдаемые.

Поскольку целью работы было построение генерализованной геофизической модели щита, авторы в низах земной коры изолинии скорости (плотности) в первом приближении приняли горизонтальными.

Дальнейшая интерпретация сейсмических материалов по VIII профилю [14, 16] и разработка некоторых новых положений по построению гравитационных [5], а также недостаточно полное использование в предыдущих

моделях по этому профилю всех сейсмических материалов по глубинной части разреза позволили приступить к новому этапу составления плотностной модели на профиле ГСЗ УШ. При этом представилось возможным приступить к более детальному составлению модели верхней части земной коры, основываться на уточненных материалах по распределению скоростей и плотностей в земной коре и верхней мантии, а также использовать представление о разделе Мохо как зоне перехода от земной коры к верхней мантии.

При составлении модели, в соответствии с нашими предыдущими исследованиями [6, 17, 18], верхняя часть разреза аппроксимировалась трехмерными расчетными телами. Для обеспечения необходимой детальности модели в соответствии с современными геологическими построениями по УЩ неоднородности верхней части земной коры подробно учитывались в полосе шириной по 70 км в обе стороны от профиля. Этим обеспечивался достаточно точный учет гравитационного влияния различных комплексов пород, расположенных как непосредственно по профилю, так и в его периферии. При выборе границ тел использовались сведения о разломной тектонике региона. Для составления первого варианта расчетной модели при выделении контуров блоков и отдельных тел верхней части консолидированной земной коры и при оценке их плотностных параметров использовались в основном материалы Я.Н.Белевцева [17, А.О.Шмидта и др.

В соответствии с современными представлениями о характере распределения скоростей [11, 14] и плотностей от поверхности консолидированного фундамента до верхней мантии нами принималось общее градиентное нарастание плотности. Как показывают материалы интерпретации данных ГСЗ по профилю УШ, на глубине порядка 10 - 15 км скоростные уровни в земной коре нивелируются, намечается по серии площадок отражающая поверхность, а на отдельных участках профиля выделяется волновод. Расчет гравитационного влияния отдельных структур земной коры показывает, что на этих же глубинах плотностные особенности различных структур верхней части земной коры выравниваются. Поэтому при моделировании нами принималось для различных блоков градиентное нарастание плотности от величин на поверхности фундамента до значения $2,80 \text{ г/см}^3$ на глубине 14 км, к которой приурочен скоростной уровень $6,5 \text{ км/с}$. В отдельных телах в соответствии с их геологическими особенностями применялся более сложный характер изменения плотности.

К глубине порядка 32 км в сейсмическом разрезе приурочены скорости $6,8 - 7,0 \text{ км/с}$; на этом уровне нами принята плотность $2,95 \text{ г/см}^3$, характерная для базальтоидов. Выяснено [10], что при термодинамических условиях, характерных для средней части земной коры УЩ, вполне вероятным может быть уменьшение скорости продольных волн, а плотности не претерпевают существенных изменений. В соответствии с этим нами в модель разреза земной коры не включались зоны инверсии плотности, а лишь

для отдельных блоков принималось некоторое снижение градиента нарастания плотности на глубинах, характеризующихся спецификой сейсмического поля (Криворожье, Орехово-Павлоградская полоса, Приазовье).

Впервые в гравитационной модели нами моделировалась не одна резкая граница, а зона перехода M от земной коры к верхней мантии. Обоснование такого представления о разделе M изложено в работе [5]. В зависимости от сейсмической характеристики низов земной коры и верхней мантии [14] эта переходная зона вдоль профиля имеет различную мощность и несколько различную плотностную характеристику верхней границы.

Плотность на верхней границе (M_1) переходной зоны M составляет 3,15 - 3,20 г/см³, реже 3,10 г/см³. Учитывая, что раздел M имеет глобальное простираание и выделяется как отражающими, так и преломляющими площадками, нами на этой границе принят скачок плотности большей частью 0,05 - 0,15 г/см³ (хотя есть блоки, в которых сейсмическая характеристика верхней границы нечеткая и поэтому там не предусматривается перепад плотности). На профиле УШ в итоговой модели глубина до поверхности M_1 составляет 39 - 45,5 км.

На нижней границе (M_2) этой зоны и глубже плотность верхней мантии принята неизменной (3,4 г/см³) в связи с отсутствием геофизических данных о дифференциации вещества верхней мантии в пределах этого региона. Поскольку пока нет уверенных сейсмических критериев для выделения этой границы, скачок плотности здесь нами не предусмотрен. По результатам моделирования глубина залегания поверхности M_2 в различных блоках колеблется от 60 до 70 км.

В переходной зоне M предусматривается градиентное нарастание плотности от 3,10 - 3,20 до 3,40 г/см³. В большинстве блоков это нарастание равномерно, а в некоторых сейсмические данные позволили предусмотреть более сложную зависимость.

В соответствии с разработанными ранее принципами по методике итерационного моделирования с помощью программ В.И. Старостенко [6, 9, 15] рассчитывали гравитационный эффект различных структурных этажей модели. При этом:

а) для верхней части земной коры (до глубин 14 км) вычисления велись для всей совокупности трехмерных объектов с последующей корректировкой параметров отдельно рассчитываемых тел;

б) в средней части земной коры уточнялись параметры пониженного градиента нарастания плотности;

в) эффект нижней части земной коры корректировался в соответствии с подбираемыми параметрами поверхности M_1 ;

г) влияние переходной зоны M оценивалось с учетом изменений параметров поверхностей M_1 и M_2 , а также распределения плотности в зоне.

На рис. 1 показана суммарная кривая (2) итогового варианта модели, кривые влияния верхней (3), средней (4) и нижней части земной коры и

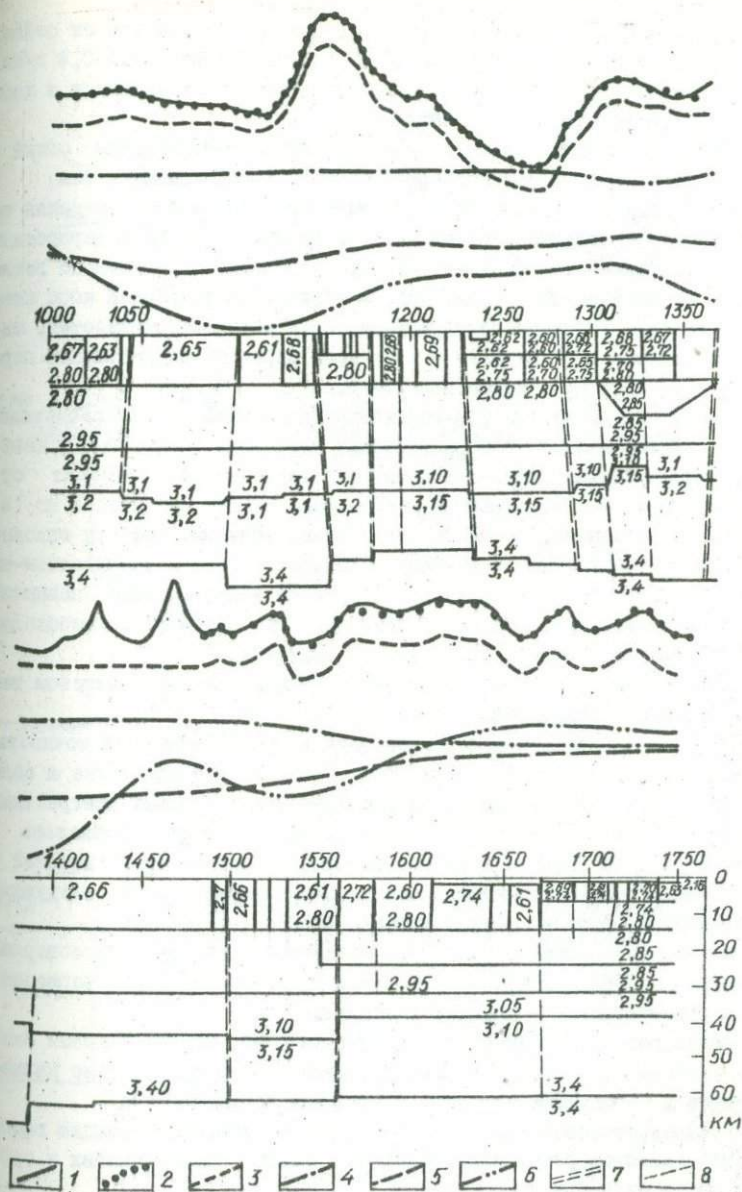


Рис. 1. Плотностной разрез по профилю ГСЗ УШ: 1 - наблюдаемая кривая $\Delta\sigma$; гравитационное влияние: 2 - суммарное; слоев земной коры: 3 - верхнего, 4 - среднего, 5 - нижнего и переходной зоны М, 6 - от М /14/ при $\Delta\sigma = 0,4 \text{ г/см}^3$; разрывные нарушения: 7 - межблоковые, 8 - внутривблоковые.

переходной зоны М (5). Здесь же приведена кривая (6) эффекта от сейсмической границы М при обычно принимаемом контрасте плотностей $0,4 \text{ г/см}^3$. Как видно, ни по морфологии, ни по амплитуде она не согласуется с наблюдаемой кривой и эффектом вышележащих толщ.

В ходе моделирования все время совместно рассматривается общий эффект, влияние каждого структурного этажа и вклад отдельных тел.

Такая методика позволяет процесс интерпретации и все изменения параметров модели проводить итерационно при полном контроле интерпретатора в пределах только тех допусков, которые наиболее оправданы по геологическим и геофизическим данным. Так, в верхней части земной коры итоговой модели были уточнены контуры ряда тел и значения плотностей, однако нигде разница $\Delta \sigma$ первого и конечного варианта не превышала первых сотых грамма на кубический сантиметр.

Специальными расчетами для верхней части земной коры исследовался вопрос о влиянии градиентного нарастания плотности с глубиной и необходимости учета трехмерности объектов. Как видно из рис.2, эффект от совокупности тел, в которых плотности от поверхности фундамента до 14 км сохраняются неизменными, оказался значительно большим, чем при описанном выше общем градиентном нарастании плотности и чем в наблюдаемом поле. Представление модели в двумерном варианте также вызвало повышение амплитуды по сравнению с наблюдаемой кривой. Это подтвердило необходимость учета градиентности и трехмерности структур.

Результативная модель по профилю ГСЗ УШ представлена разрезом тел (рис.1) и в виде изолиний плотности (рис.3).

Гравитационный эффект полученной модели (рис.1) с высокой точностью совпадает с наблюдаемым полем. При этом объяснены все локальные и более общие особенности поля, в том числе даже для таких сложных контрастных структур, как Голованенский и Кировоградский блоки. Оказалось необходимым уделить большое внимание детальному расчленению верхней части разреза. В геологическом строении УШ принимают участие следующие четыре структурно-формационных комплекса (СФК):

1) архейский догеосинклинальный, представленный гиперстенсодержащими кристаллическими сланцами и гнейсами, противифолитовой формации, а также плагиогранитами и плагиомигматитами;

2) раннепротерозойский протогееосинклинальный, представленный биотитовыми гнейсами флишоидных формаций и комплексами существенно калиевых гранитов и мигматитов мигматит-гранитовой формации;

3) среднепротерозойский протоорогенный, включающий формацию габбро-анортозитов-гранитов рапакиви и отдельные массивы микроклиновых и субделочных гранитов приразломных зон;

4) средне-верхнепротерозойский структурно-формационный комплекс тектоно-магматической активизации – терригенные формации (образования пугачевской, збраньковской, возможно, ингульской свит) и дифференциро-

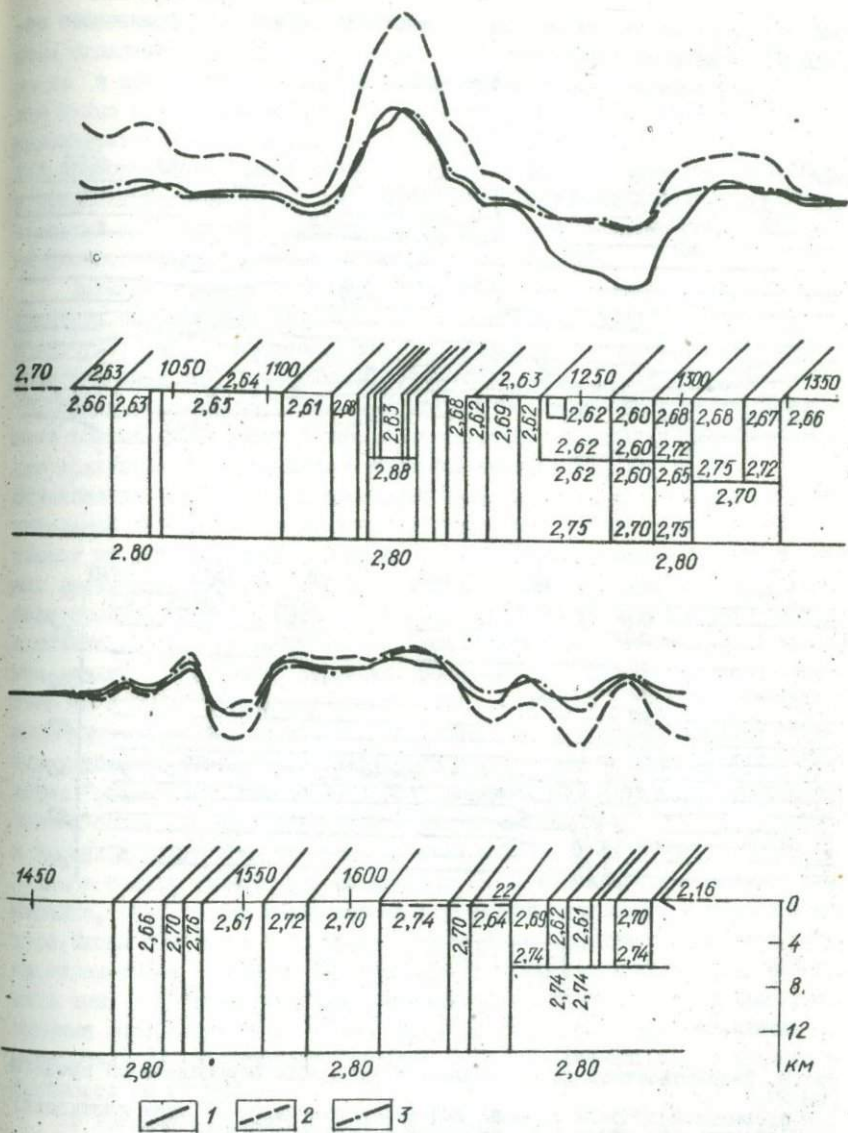


Рис. 2. Плотностной разрез верхней части земной коры по профилю ГСЗ УШ. Кривые ρ_z от верхней части земной коры: 1 - подобранная, 2 - при постоянной плотности в блоках; 3 - без учета гравиметрии структур.

ванные интрузивно-вулканогенные образования основного и гранитного составов в локальных структурах;

5) мезокайнозойский платформенного чехла.

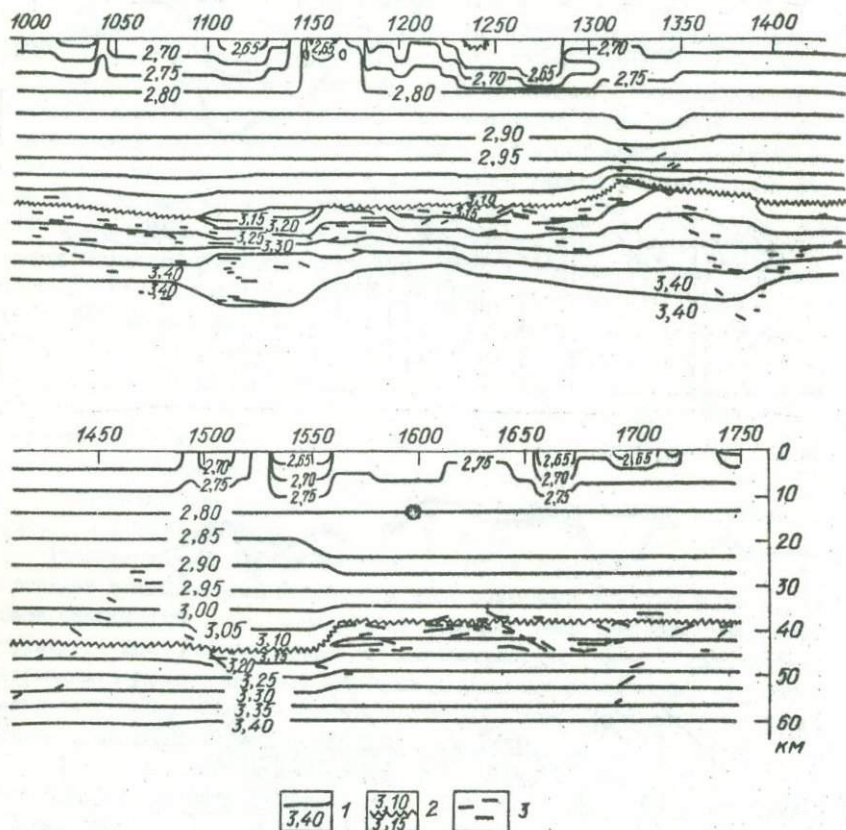


Рис.3. Изоплотностной разрез земной коры и зоны перехода М по профилю ГСЗ УШ;

1 - изолинии плотности; 2 - плотностные границы со скачком плотности; 3 - сейсмические отражающие площадки в переходной зоне М.

Из перечисленных комплексов на рассматриваемой территории главную роль играют первые четыре, пятый представлен лишь в Восточной части профиля.

Размещение геологических образований отдельных СФК Ущ контролируется блоковой структурой коры этого региона, прошедшей длительную эволюцию в докембрии. Вопросы тектоники и блокового строения щита наиболее полно изложены в работах Г.И.Каляева [3, 4], Н.П.Семеновко [13] и рассматриваются в ряде работ В.Б.Соллогуба, А.В.Чекунова, К.Ф.Тяпкина, А.Н.Коваловской, М.Г.Распоповой, А.О.Шмидта и др. Г.И.Каляев выделяет в пределах щита шесть крупных геоблоков: Волынский, Подольский, Кировоградский и Приазовский протоплатформенные блоки и геосинклинальные зоны Большого Кривого Рога и Белоцерковско-Одесский.

Детально блоковое строение Украинского щита рассмотрено по совокупности геофизических и геологических данных в работах А.О.Шмидта и др. [17, 18], С.С.Красовского, Г.Г.Конькова [6], которые были положены в основу при построении плотностной модели. При этом установлено, что отдельные крупные блоки коры второго порядка, ограниченные разломными зонами длительного развития протяженностью в сотни километров, характеризуются существенными различиями средних плотностей геологических образований верхней части консолидированной коры. Это объясняется значительной автономностью геологического развития блоков: около двадцати блоков второго порядка в пределах щита отражают чередования среди крупных реликтовых структур архейд зон складчатых протерозойд и блоков с перестройкой коры в режимах тектоно-магматической активизации (протоактивизации) или протоорогенном. Отсюда вытекает достаточно существенное различие глубинного строения, формационного состава и физических свойств пород в блоках как первого, так и второго порядков. Блоки складчатых протерозойд или с перестройкой коры отличаются более сложным глубинным строением, пониженными полями силы тяжести и плотностями пород "гранитного" слоя. Блоки-реликты архейских ядер коры характеризуются более высокими значениями средних плотностей (на $0,07-0,15 \text{ г/см}^3$) и уровнями полей и имеют более простое глубинное строение.

На модели земной коры по профилю Ущ рассчитывались блоки второго порядка, разделяемые межблоковыми глубинными разломами. В пределах каждого блока отдельные геологические структуры, различающиеся плотностными параметрами, показаны в плане и разрезе модели (рис. 4 и 2). Большинство этих тел характеризуется распределением плотности с глубиной, описанными выше. Поэтому мы рассмотрим лишь структуры, представляющие самостоятельный геологический интерес, и тела с аномальным распределением плотности на глубину.

В пределах Подольского блока (тела I - 3), сложенного образованиями архейского СФК, отчетливо выделяется тело I: преобладают гиперстеновые кристаллические сланцы и гнейсы бугской серии (протоофиолитовая формация архей) со средней плотностью $2,83 \text{ г/см}^3$ и плагиоклазовые чарнокиты подольского комплекса (плагиогранит-чарнокитовая формация архей) с $\sigma = 2,65+2,67 \text{ г/см}^3$. Средневзвешенная плотность

мума силы тяжести. В геологическом строении этих двух тел принимают участие как суперкрупные образования и граниты нижнего этажа — архейского СФК (в частности, чарнокиты и собиты), так и калиевые мигматиты и аплитоидные граниты, диориты и гранодиориты, магматит-гранитовой формации раннего протерозоя, $\sigma_{ср} = 2,71 \text{ г/см}^3$. Тело 13 включает крупный Уманский массив калиевых (микроклиновых, плаггиомикроклиновых) гранитов и мигматитов той же раннепротерозойской формации. Граниты характеризуются $\sigma = 2,62 \text{ г/см}^3$, мигматиты — $\sigma = 2,66 \text{ г/см}^3$. Поэтому средняя плотность тела выбрана $2,64 \text{ г/см}^3$. Тела 14, 15 и не показанная в данной модели узкая полоса между телами 17 и 18 сложены на уровне среза кристаллического фундамента уманскими микроклиновыми гранитами приразломных зон, имеющих $\sigma_{ср} = 2,61 \text{ г/см}^3$.

Граниты этого тела имеют интрузивно-анатектический характер (возможно, связаны с реоморфическим перемещением расплавов при ультраметаморфизме) и выделяются в виде цепочек или удлинённых массивов в пределах Одесско-Тальновской (граница тел 14 и 24), Звенигородско-Анковской (тела 34), Кировоградской (тело 36) и других зон межблоковых разломов. Глубина распространения указанных массивов гранитов, по данным количественных расчетов на детальных профилях, составляет 7 — 14 км.

Далее выделяется Голованевский блок (тела 18—24). Здесь тела 18 — 23 сложены породами архейского СФК. В пределах рассматриваемых тел преобладают чарнокиты (гиперстеновые и двупророксеновые граниты) и кристаллические породы бутской серии; весьма незначительна роль микроклиновых аплито-пегматоидных гранитов верхнего протерозоя.

Контуры тел 19, 20 и 23 отражают наличие трех разобщенных синклиналей, сложенных гиперстеновыми кристаллическими сланцами бутской серии ($\sigma_{ср} = 2,82 + 2,83 \text{ г/см}^3$), залегающих среди тел 18, 21, 22 — чарнокитов с $\sigma_{ср} = 2,78 \text{ г/см}^3$. По данным количественных расчетов методами подбора с использованием петрофизических карт и геологических наблюдений глубина залегания антиклиналей оценивается в 6—7 км. Поскольку гиперстеновые образования бутской серии на несколько сотен миллионов лет древнее чарнокитов и исходя из имеющихся данных об интервале глубин образования чарнокитов 15 — 20 км, а также об относительно слабом (неглубоком) срезе Уманского и Кировоградско-Новоукраинского массивов калиевых гранитов протерозоя в сопредельных с Голованевским с запада и востока блоках были приняты следующие предположения:

- а) глубже нижних кромок синклиналей в разрезе могут преобладать чарнокиты;
- б) необходимо учитывать вероятный более глубокий древний эрозионный срез Голованевского блока по сравнению с сопредельными;
- в) крупные массивы калиевых гранитов протерозоя (Уманский, Кировоградско-Новоукраинский и др.) имеют в разрезе линзовидную форму, их апофизы, по-видимому, заходят в сопредельные блоки коры, сложенные породами архейского СФК.

В связи с этим на глубинах 5 - 15 км, а возможно, и глубже могут располагаться зоны относительного разуплотнения, соответствующие зонам пониженных скоростей. С учетом, по данным Т.В.Билибиной и др. [2], древнего возраста межблоковых разломных зон, разделяющих рассматриваемые блоки, они возникли на рубеже архея-протерозоя и развивались в разной степени вплоть до среднего протерозоя. Поэтому в телах 18 - 23 в интервале глубин 6 - 14 км принято некоторое снижение плотности при сохранении тенденции градиентного нарастания плотности с глубиной.

Аналогично выбраны расчетные параметры тел нижних горизонтов верхней части земной коры в пределах Кировоградского и Ингуло-Ингулецкого блоков коры.

В З в е н и г о р о д с к о м блоке преимущественно распространены биотитовые и другие гнейсы ингулецкой серии и мигматиты. Средние плотности отдельных тел модели 25 - 28, 31 и 32 при расчетах выбирались, исходя из различия среднего состава тел, и варьируют от 2,66 до 2,70 г/см³.

В пределах тел 29 и 30 распространены граниты биотитовые Кировоград-Житомирского типа. При этом березовские граниты тела 29 имеют $\sigma_{ср} = 2,63$ г/см³, а граниты тела 30 - $\sigma_{ср} = 2,62$ г/см³.

В К и р о в о г р а д с к о м блоке (тела 33, 35-40) в его северной части (тело 33) расположен Корсунь-Новомиргородский плутон, представленный гранитами рапакиви среднепротерозойского протоорогенного СФК. Средняя плотность этого тела 2,61 г/см³. На расстоянии 40 км от расчетного профиля внутри указанных гранитов расположен массив габбро-анортозитов. При мощности до 2 км, как показали наши расчеты, его гравитационным влиянием на профиль можно пренебречь и в модели этот массив не показан. Тела 35 - 37 охватывают новоукраинские и трахитоидные граниты и Кировоградский и Бобринецкий гранитные массивы магматит-гранитовой формации протерозойского СФК. Средняя плотность тела 35 и 37 - 2,62 г/см³, а восточная часть новоукраинских гранитов и массивы Кировоградских и Бобринецких гранитов (тело 36) являются наиболее молодыми и разуплотненными породами, они аллохтонны и содержат микроклиновые и существенно калиевые граниты, что обуславливает их пониженную плотность (2,60 г/см³).

Учитывая высокий уровень эрозионного среза в верхней части массивов, можно предполагать распространение лейкократовых пород достаточно однородного состава на значительную глубину. По сейсмическим данным, здесь наблюдаются достаточно однородные с несколько пониженными значениями скорости породы, в которых некоторое увеличение скорости с глубиной вполне может объясняться только влиянием давления и не требует уменьшения лейкократовости с глубиной. Поэтому верхние части указанных массивов в модели не характеризуются увеличением плотности с глубиной.

В западной части массива новоукраинских гранитов телом 38 объединены отдельные тонкие тела монцонитов-гиперотеновых граносиенитов с $\sigma_{cp} = 2,72 \text{ г/см}^3$.

Тело 39 охватывает юго-восточную часть Братской синклинали, представленной гнейсами ингулецкой серии с останцами гиперстеновых и пироксеновых гнейсов протофиолитовой формации архейского СФК с $\sigma_{cp} = 2,75 \text{ г/см}^3$.

В Ингуло-Ингулецком блоке (тела 41 - 46) преимущественно развиты различные биотитовые гнейсы ингулецкой свиты раннепротерозойского СФК, включающие отдельные структуры днепровских магматитов и гиперстеновых, пироксеновых гнейсов бугской серии архейского СФК.

Тела 44 и 45 аппроксимируют породы Долинского антиклинального поднятия, сложенного кировоградскими порфиробластическими гранитами мигматит-гранитовой формации раннего протерозоя с $\sigma_{cp} = 2,63 \text{ г/см}^3$.

Тело 46 охватывает Боковьянский массив биотитовых гранитов той же формации с $\sigma_{cp} = 2,60 \text{ г/см}^3$.

В нижних горизонтах верхней части земной коры на глубинах 8-14 км предполагается под гнейсами (тела 41, 42, 43) развитие гранитоидных пород кировоградского типа с параметрами, аналогичными для нижних частей Кировоградского блока.

К востоку от Ингуло-Ингулецкого блока в пределах геосинклинали зоны Большого Кривого Рога выделяется Криворожский блок. Преимущественно распространены здесь плагиоклазовые биотитовые мигматиты днепровского комплекса архейского СФК. В пределах этого блока расположены отдельные структуры железисто-кремнистой формации Кривого Рога - Кременчуга и синклинали структуры конкско-верховцевской серии. Исследуемый нами профиль пересекает Криворожскую (ПК I375), Верховцевскую (ПК I425) и Сурскую (ПК I470) аномалии. Все эти структуры содержат различные плотные и магнитные породы, что и обусловило наличие над ними крупных аномалий. Сложное геологическое строение этих структур детально изучалось различными исследователями (З.А.Крутиховская, К.Ф.Тяпкин, Г.Я.Голиздра, В.Б.Наугольников, В.А.Ахметшин и др.) и при наших региональных исследованиях не представляло самостоятельного интереса повторять эти детальные тщательно выполненные в более крупном масштабе построения. Поэтому для всего блока была принята плотность $2,66 \text{ г/см}^3$, характерная для мигматитов (тело 47).

Тело 48, относящееся также к Криворожскому блоку, характеризуется распространением здесь Дерезоватского массива конкско-верховцевских пород с $\sigma_{cp} = 2,78 \text{ г/см}^3$.

С юго-востока к Криворожскому блоку примыкает Запорожский блок, представленный преимущественно днепровскими мигматитами и породами конкско-верховцевской серии архейского СФК. Средняя

плотность тел 50 и 51 $\sigma_{cp} = 2,70 \text{ г/см}^3$, а в теле 56 с поверхности располагаются мигматиты с $\sigma_{cp} = 2,66 \text{ г/см}^3$, с глубины 2 км предполагается развитие пород типа конкско-верховцевских, создающих здесь известную Томаковскую аномалию.

В Новомосковском блоке в телах 49, 52 – 55 распространены амфибол-биотитовые гнейсы конкско-верховцевской серии, а также днепровские мигматиты архейского СЖК и средняя плотность этих тел $2,70 \text{ г/см}^3$.

Тело 57 охватывает участок распространения амфибол-биотитовых гнейсов конкско-верховцевской серии с $\sigma_{cp} = 2,76 \text{ г/см}^3$.

Тела 58 и 59 расположены над камышевахскими аплито-пегматоидными гранитами раннепротерозойского СЖК с $\sigma_{cp} = 2,61 \text{ г/см}^3$.

Орехово-Павлоградская межблоковая зона, имеющая протяженность порядка 150 км, сложена прерывающейся серией сжатых складок, разорванных по простиранию. Складки образованы железисто-кремнисто-гнейсово-сланцевой и железисто-кремнисто-метабазитовыми сериями офиолитовой и гипербазитовой формаций среди мигматитовой формации и ее гранитной субформации. Дробная дифференциация по плотности отдельных образований весьма затруднена и для всего тела 60 принята средняя плотность $2,72 \text{ г/см}^3$.

Породы Западно-Приазовского блока представлены преимущественно архейскими плаггиомигматитами днепровского комплекса, гиперстенсодержащими, гранатовыми, силлиманитовыми, амфибол-биотитовыми и другими гнейсами западно- и центрально-приазовских серий архейского СЖК, и для тел 61 – 64, 69, 70 плотность докембрийских образований принята $2,70 \text{ г/см}^3$.

В телах 65, 66 и по северной периферии тела 61 развиты в основном только гнейсы центрально-приазовской серии юго-восточной ветви Волчанского горста с $\sigma_{cp} = 2,74 \text{ г/см}^3$.

На границе Западно-Приазовского и Восточно-Приазовского блоков в телах 67 и 68 в мигматитах расположены Екатериновский и Новоянисольский гранитные массивы гранитоидной подформации малых интрузий Приазовского комплекса верхнепротерозойского СЖК. Плотности этих массивов соответственно $2,64$ и $2,63 \text{ г/см}^3$.

В пределах Западно-Приазовского блока расположена Конкско-Яльнская впадина, заполненная остаточными отложениями мелового возраста средней плотностью $2,20 \text{ г/см}^3$. Мощность этих отложений увеличивается к востоку, где несколько превышает 300 м. При моделировании (рис. 5, а) впадина была аппроксимирована тремя телами с мощностью осадков соответственно 100, 200 и 300 м. Суммарный гравитационный эффект пород впадины учтен в результирующей модели.

Восточно-Приазовский блок характеризуется тем, что только здесь имеют развитие нижнепротерозойская формация микрокли-

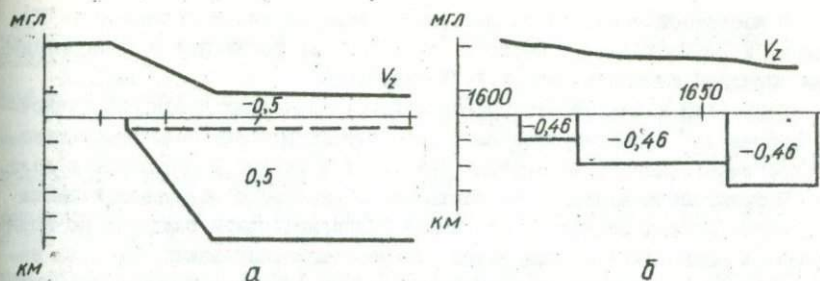


Рис. 5. Гравитационное влияние осадочных отложений: а - восточного склона Приазовского кристаллического массива; б - Конк-Клынской впадины.

новых порфировидных (анадольских) гранитов и средне-верхнепротерозойская граносиенитовая формация с подформациями: а) сиенитовой главной фазы, б) гранитоидная малых интрузий и в) щелочных и нефелиновых сиенитов. Наиболее распространенная в пределах этого блока граносиенитовая формация по оценкам геологов (Г.Г.Коньков) имеет глубину распространения 6 км. Можно предположить, что здесь, благодаря наиболее активным для региона процессам прогрессивного метаморфизма, произошла большая дифференциация вещества с подъемом более легкой фракции вверх и соответственным обогащением более тяжелыми породами нижележащей толщи. В соответствии с этими нашими представлениями объясняется относительно небольшая плотность кристаллических пород поверхности фундамента ($\sigma_{cp} = 2,63 \text{ г/см}^3$) при достаточно высоком общем уровне гравитационного поля. Поэтому на глубине 6 км плотность пород принята $2,74 \text{ г/см}^3$, что несколько выше, чем в других блоках УЩ на этой глубине. До 14 км плотность в блоке возрастает и принимает значение $2,80 \text{ г/см}^3$, т.е. такое же, как и по всему региону.

В пределах общего поля граносиенитов (тело 71) расположены участки развития различных комплексов пород Восточного Приазовья.

Октябрьский массив сиенитов содержит также амфиболовые и амфибол-пироксеновые гранитоиды. В среднем плотность пород этого массива (тело 72) составляет $2,69 \text{ г/см}^3$. В нашей региональной модели мы сочли возможным не производить детальные расчеты отдельных мелких тел ядра массива, сложенных щелочными и нефелиновыми сиенитами и останцами пород ультрабазитовой формации архей-нижнепротерозойского возраста.

Расположенные восточнее анатолийские граниты в своей западной периферии контактируют с мигматитами. Этим объясняется некоторое различие в плотностях тел 73 и 74, где σ_{cp} равно соответственно $2,62$ и $2,61 \text{ г/см}^3$.

В телах 75 и 76 преимущественно развиты плагиоклазовые роговообманковые пегматиты с $\sigma_{cp} 2,65 \text{ г/см}^3$.

В восточной части блока расположен Тельмановский купол (тело 77), сложенный амфиболовыми и амфибол-пироксеновыми гранитами и граносиенитами. Средняя плотность здесь $2,70 \text{ г/см}^3$.

С ПК 1743 начинается погружение кристаллических пород под осадочные отложения. Гравитирующее влияние этого погружения было рассчитано для восточного окончания профиля (рис. 5, б) и учтено в суммарной модели.

В процессе моделирования также возник вопрос о возможном влиянии на профиле мощных осадочных отложений Причерноморской впадины. Но хотя в области развития этих отложений их гравитационное влияние весьма велико, как показали наши расчеты (рис. 5), при удалении профиля от края Приазовского массива на 50 км это влияние исчезающе мало.

Таким образом, в модели полностью использована современная информация о петрофизических свойствах и структуре верхней части земной коры, что позволило получить достаточно детальный и обоснованный плотностной разрез верхнего структурного этажа. Необходимо подчеркнуть, что дифференциация скоростного разреза этой толщи, по данным ГСЗ, явно недостаточна и гравиметрия обладает здесь большей разрешающей способностью, чем сейсмометрия.

Горизонтальное расположение изоплотностных уровней $2,80$ и $2,95 \text{ г/см}^3$ на глубинах 14 и 32 км, в первом приближении отождествляемых соответственно с подошвой верхней части земной коры (условно принимаемому сейчас за границу между "гранитным" и "базальтовым" слоями), безусловно, соответствует лишь какому-то осредненному уровню на Украинском щите. Вероятно, разные блоки УЩ могут и различаться по глубинам этих поверхностей. Но для более точных построений необходимо пересмотреть имеющуюся и получить дополнительную информацию. Недостаточно также информации и о разделе М и верхах мантии. Особенно ощутимо отсутствие скоростной характеристики глубинных зон.

Поэтому по мере получения новых данных описанная модель должна уточняться, а, возможно, по отдельным блокам, существенно изменяться. В то же время выполненные построения не содержат принципиальных противоречий с существующими геологическими, петрофизическими материалами, результатами интерпретации теплового поля [7] и др.

Использованные в настоящей работе общеметодические и технологические разработки применимы при составлении плотностной модели земной коры в других регионах с различным глубинным строением.

Л и т е р а т у р а

1. Белевцев Я.Н., Каляев Г.И., Галецкий Л.С. Металлогения Украины и Молдавии. К., "Наук.думка", 1974. 511 с.
2. Библина Т.В., Дашкова А.Д., Казанский В.И., Шмидт А.О. О дислокационном метаморфизме пород в зонах глубинных разломов центральной части Украинского щита. - Сов. геология, 1974, № 1, с. 68-77.
3. Каляев Г.И., Крутиховська З.О., Жуков Г.В. Тектоника Украинского щита. К., "Наук.думка", 1972. 300 с.

4. Каляев Г.И., Скаржинский В.И., Галенский Л.С. Геологическая характеристика Украины и Молдавии. - В кн.: Металлогения Украины и Молдавии. К., 1974, с.26-32.

5. Красовский С.С. О принципах расчета гравитационной модели земной коры континентального типа. См. наст. сборник.

6. Красовский С.С. Моделирование структур земной коры и верхней мантии. - В кн.: Проблемы физики Земли на Украине. К., 1975, с.53-57.

7. Красовский С.С., Кожыкова Г.Г., Бурьянов В.Б. Геологічна інтерпретація геофізичних матеріалів. К., "Наук.думка", 1973. 167 с.

8. Красовский С.С., Старостенко В.И. Об опыте моделирования гравитационного поля. - В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. К., 1971, с.143-147.

9. Красовский С.С., Старостенко В.И., Бурьянов В.Б. Моделирование структур земной коры в гравитационном поле методом подбора с помощью системы "человек-ЭВМ". - В сб.: Вопросы геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. М., 1973. Рукопись деп. в ВИНТИ, № 6522-73. Деп., с.43-49.

10. Лебедев Т.С. Физические свойства пород литосферы в условиях больших глубин. - В кн.: Проблемы физики Земли на Украине. К., 1975, с.98-118.

11. Павленкова Н.И. Волновые поля и модель земной коры. К., "Наук.думка", 1973. 220 с.

12. Павленкова Н.И., Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В. Обобщенная геофизическая модель земной коры некоторых геоструктур Украины. - Геофиз. сборник, 1974, вып.62, с.16-29.

13. Семененко Н.П. Континентальная кора. К., "Наук.думка", 1976. 198 с.

14. Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. Глубинное строение и эволюция земной коры. - В кн.: Проблемы физики Земли на Украине. К., 1975, с.118-142.

15. Старостенко В.И. Аналітичний розв'язок прямої задачі гравіметрії для тіла складної форми у випадку лінійної зміни надлишкової густини в глибини. - Допов. АН УРСР. Сер. В, 1968, № 6, с.533-537.

16. Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы. Под редакцией В.Б.Соллогуба, Д.Просена, Г.Милитчера. К., "Наук.думка", 1971, 286 с.

17. Шмидт А.О., Титов В.К., Топоркова Е.Г., Бурьянов В.Б. Глубинное строение Украинского щита и некоторые особенности его металлогении. - В кн.: Металлогения докембрия. Л., 1975, с.108-110.

УДК 551.24

В.А.Ржаницын

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННОЙ ТЕКТониКИ ПРИПЯТСКОЙ ВПАДИНЫ ПО ДАННЫМ ГРАВИРАЗВЕДКИ НА ОСНОВЕ МЕТОДА МИНИМИЗАЦИИ

Построение гравиметрической модели земной коры даже на участках, хорошо охарактеризованных сейсмогеологическими разрезами по профилям ГСЗ, является очень сложной задачей. Тем более осложняется она для тех территорий, которые практически не изучены данными ГСЗ. Примером таких территорий является Припятская впадина. Однако определенные условия для составления общего представления о глубинной структуре территории Припятской впадины имеются. Вблизи, по территории Украины проходит профиль ГСЗ Ш с выходом в пределы Днепровско-Донецкой впадины в районе Чернигова. С опорой на этот профиль построена геоплотностная модель земной коры западного склона Украинского щита. Модель представ-

лена глубинными геологическими разрезами и схематическими картами поверхностей Мохоровичича и Конрада с зонами сквозькоровых и внутрикоровых разломов, обуславливающих блоковую структуру Украинского щита. Поскольку эта модель непосредственно примыкает к югу к Припятской впадине, появилась реальная возможность использовать данные о глубинах основных разделяющих границ [5] для построения модели глубинного строения соседней территории Белорусской ССР.

Глубинную тектонику Припятской впадины изучали в несколько этапов. На первом этапе с количественной стороны проверяли предпосылку о том, что дифференциация поля силы тяжести в пределах Припятской впадины обусловлена в основном рельефом фундамента [1 - 3, 6]. Рельеф кристаллического основания на контрольных разрезах определяли по сейсморазведочным данным, которые во многих случаях скоррелированы буровыми работами. Рассчитали прямой гравитационный эффект от поверхности фундамента, характеризующейся как плотностная граница с изменяющейся на отдельных участках избыточной плотностью. Выявили значительное несоответствие рассчитанного и наблюдаемого полей, хотя в качественном сопоставлении поля похожи. На каждом из них повышенным значениям соответствуют приподнятые блоки, пониженным - опущенные. В то же время аномалии значительно различались по абсолютной величине по всему профилю и амплитудам на отдельных локальных участках.

Расхождение полей по абсолютному значению вдоль всего профиля можно объяснить многими причинами. Прежде всего это влияние Черниговского гравитационного максимума, в пределах зоны которого размещались контрольные профили. Природа регионального максимума неизвестна. Поэтому влияние его не моделировалось, а исключалось вместе с осложняющим влиянием всех объектов, не отраженных в первоначальной схеме, в виде фоновой составляющей линейного типа. После этого поля значительно сблизились по абсолютной величине.

Аномальные участки подбирались изменением поверхности кристаллического фундамента. С этой целью вдоль каждого профиля заданный контур поверхности фундамента аппроксимировали наборами горизонтальных площадок протяженностью до 1 км каждая. Глубина залегания площадок в местах, вскрытых скважинами, закреплялась. Определяли глубину залегания всех остальных площадок, т.е. контур возмущающей поверхности, который соответствовал бы наблюдаемому полю (после вычета из него фоновой функции). Фактически определялось изменение контура возмущающей поверхности относительно закрепленных точек, объясняя только влиянием этой поверхности дифференциацию гравитационного поля. В результате подбора конфигурации возмущающей поверхности удалось получить оптимальный ее контур, который в заданных пределах удовлетворял наблюдаемую аномалию. Но при этом в ряде случаев наблюдалось заведомо искажение геологической ситуации. Так, получены "выступы" фундамента выше учитываемой дневной поверхности

в тех местах, где по геологическим данным глубина залегания кристаллических пород составляет несколько километров. На основании этих результатов расчетов сделан вывод о том, что одной поверхностью кристаллического основания (и плотностным разрезом осадочного чехла, структуры которого обычно наследуют рельеф фундамента) нельзя полностью объяснить дифференциацию гравитационного поля. Они хорошо коррелируются в качественном и слабо в количественном сопоставлении. Для полного моделирования поля необходимо искать дополнительные геологические материалы.

Анализируя характер несовпадения теоретического и заданного полей после расчета прямой задачи от первоначального варианта модели, можно было убедиться, что для сближения полей приходится линейной функцией аппроксимировать региональную аномалию более высокого порядка. Она может быть обусловлена гравитирующим влиянием удаленных или глубоко расположенных геологических объектов, не отраженных в первоначальной схеме. Учитывая опыт глубинных построений на соседней территории [4, 5, 7, 8], влияние глубинных объектов можно моделировать, опираясь на сейсмогеологические данные. О возможности таких построений по территории Белоруссии сообщалось в самом начале этой работы.

Построения начали вдоль профиля УШ-УШ [9], геологический разрез вдоль которого охарактеризован данными КМПВ. Он послужил основой для создания плотностной схемы, характеризующей осадочные отложения. Более глубокие горизонты, характеризующие, согласно схеме Украинского щита, поверхности Мохоровичича ($\Delta \rho = 0,8 \text{ г/см}^3$), Конрада ($0,2 \text{ г/см}^3$) и промежуточной, соответствующей приближенно кровле пород гранулитовой фации метаморфизма ($0,1 \text{ г/см}^3$), задавались с учетом их залегания на изученной количественными методами модели и на профиле ГСЗ, расположенном в пределах Украинского щита. Так же приближенно задавались избыточные плотности на этих границах. Результаты подбора глубинных границ и верхней части разреза приведены на рис. 1. Профиль протяженностью 200 км пересекает Припятскую впадину между Украинским и Белорусским массивами и дает представление о глубинном геологическом строении грабена. Судя по полученным данным, Припятская впадина представлена опущенным блоком консолидированной коры. Амплитуда вертикального перемещения по южному ограничивающему сквозькоровому разлому достигает 7 км.

Таким значительным перемещением всех разделяющих границ можно объяснить природу Ельского гравитационного минимума. В то же время по северному ограничивающему разлому перемещение почти вдвое меньше. И северный и южный ограничивающие разломы падают к центру впадины. Таким же падением характеризуются и остальные менее рельефно выраженные внутрикоровые разломы. Количество нарушений разрывного характера вверх по разрезу увеличивается.

Такое расположение разломов свидетельствует о том, что структура Припятской впадины формировалась в условиях растяжения. В центральной

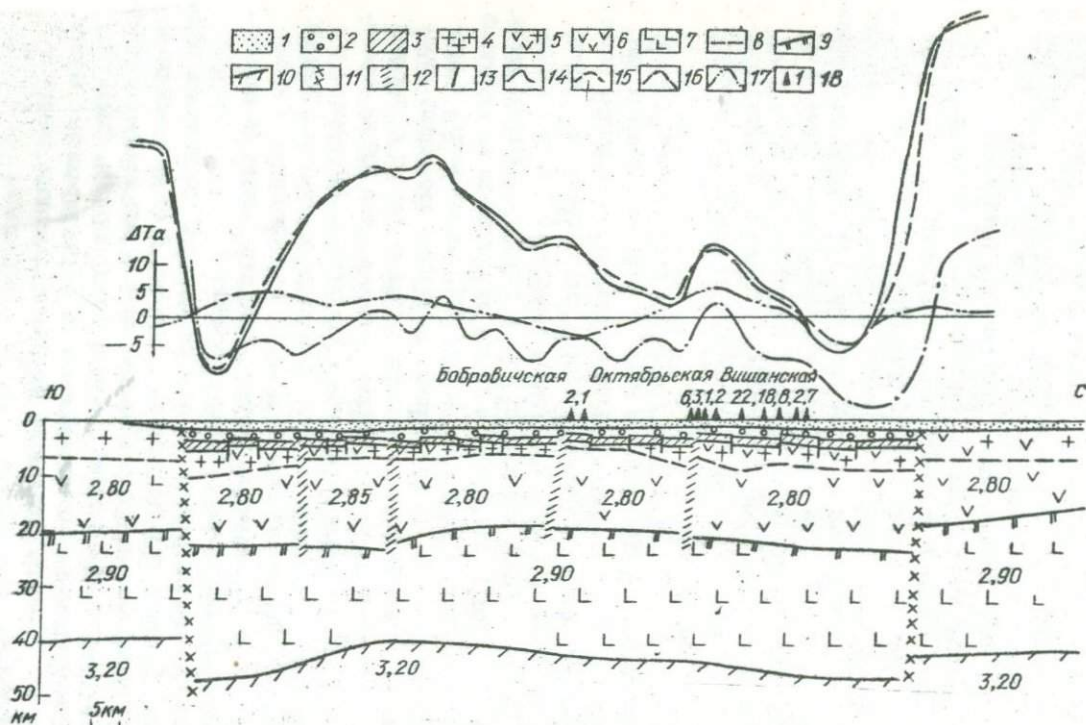


Рис. 1. Глубинный геологический разрез Припятской впадины по профилю УIII-УIII:
 1 - мезокайнозойские и надсолевые девонские отложения; 2 - верхняя соленосная толща; 3 - подсолевая толща; кристаллические породы; 4 - преимущественно кислого состава; 5 - среднего состава; 6 - преимущественно основного состава; 7 - "базальтового" слоя; 8 - кровля пород гранулитовой фации метаморфизма; 9 - граница Конрада; 10 - граница Мохоровичича; тектонические нарушения: 11 - сквозькоровые; 12 - внутрикоровые; 13 - приповерхностные; аномалии силы тяжести: 14 - заданная; 15 - рассчитанная от подобранного разреза; 16 - локальное поле; 17 - магнитное поле; 18 - скважины.

части впадины наблюдается уменьшение мощности земной коры за счет сводового поднятия границ М, К и промежуточной. Это позволяет предполагать, что зона растяжения образовалась не за счет раздвижения плит и вытяжения "шейки", а именно как сводовое поднятие, обусловленное глубинным источником. При этом в центре поднятия на поверхности коры должна была формироваться зона максимального растяжения, где могла образоваться система клиновидных блоков, опущенных по принципу обросов. На этих же участках должна была наблюдаться максимальная денудация при мозаичном строении поверхности фундамента. Зоны растяжения могли формироваться и на нижней кромке коры на флангах блока. Здесь могли быть образованы трещины, зияющие в нижней части разреза и закрытые в верхней. По ним мог поступать плотный интрузивный материал. Подтверждением этого может быть уплотнение пород разреза в краевых частях разреза мобильного блока.

После прекращения действия глубинного источника структура поднятия должна была испытывать инверсию и общее опускание, что проявилось в погружении мобильного блока. Зоны сжатия должны были смениться зонами растяжения и наоборот. Клиновидные блоки, погруженные на первом этапе формирования структуры, должны были вытесняться с образованием структур более высокого порядка типа микрогорстов. Они проявляются на фоне общего погружения грабена. Судя по характеру разреза осадочных пород, условия растяжения и сжатия чередовались, совпадая с периодами преобладающего поднятия или опускания всего региона. Но преобладало на последующих этапах опускание, что и привело к формированию достаточно хорошо изученного разреза осадочных пород. При этом еще более резко должна была проявиться мозаичность мелкоблоковой структуры фундамента. Она наследовалась осадочными породами с образованием брахисинклиналей и брахиантиклиналей. Именно эти структурные элементы привлекают прежде всего внимание как перспективные для поисков нефти и газа.

Сделанные предварительные выводы о глубинной структуре Припятской впадины необходимо было проверить более детальными исследованиями. Такие работы производились в пределах небольшого участка на площади Брагинского выступа. Построения велись по системе из четырех субмеридиональных профилей, которые увязывались субширотным. Последний — самый протяженный из всех. Он достигает 70 км. Остальные более короткие — в пределах 40 — 50 км. Такая малая протяженность интерпретационных профилей обусловила определенные особенности интерпретационных построений. При мощности коры порядка 40 — 50 км для глубинных построений необходимо учитывать информацию на больших участках. Поэтому при расчетах учитывали особенности разреза за пределами изучаемых участков профилей. К обеим сторонам разрезов добавляли участки протяженностью 100 — 150 км, на которых плотностные границы аппроксимировали значительными по протяженности площадками. Подбором последних определяли приближенные глубины границ раздела на участках, не вошедших в схему. Формально положение

этих участков определяет величину фоновой функции на участке аномально-го поля по каждому из интерпретационных профилей. Подбор на этих участках позволил выявить основные структурные особенности изучаемой площади.

Подбор оптимальных вариантов по каждому профилю осуществляли поиском конфигурации возмущающих границ — М, К, промежуточной и поверхности фундамента. Все поверхности, аппроксимированные горизонтальными ступенями различной величины, в зависимости от глубины границы, изменялись одновременно. При этом обеспечивалось наилучшее совмещение теоретически вычисленной и наблюдаемой аномалий. Уровенные значения глубин залегания поверхностей М, К и промежуточной задавались, согласно эталонной модели вдоль профиля УШ — УШ и составляли соответственно 47,5; 22,5 и 14,5 км. Глубины залегания поверхности кристаллического фундамента задавались по данным корреляционных построений [67].

Вследствие подбора глубин контактных поверхностей отметки глубин отдельных площадок по каждой из разделяющих границ по сравнению с заданными значительно изменились. По всем профилям наибольшие мощности земной коры наблюдаются в южной части участка. По профилю 712 глубина залегания границы М сначала резко увеличивается, до 51 км, что соответствует резкому сбросу по зоне ограничивающего разлома на профиле УШ — УШ. В том же направлении изменилась и конфигурация по остальным границам раздела (рис. 2 и 3), но амплитуды вертикального смещения постепенно уменьшаются на более высоких горизонтах. В направлении к северу поверхности раздела испытывают ступенчатое поднятие до 39 км по границе М, 18 км по границе К и до 9 км по промежуточному разделу. Далее к северу отметки глубин снова повышаются, хоть и не так интенсивно. Глубины залегания поверхности фундамента по двум профилям из пяти практически не изменились по сравнению с заданными. Как оказалось при анализе результатов подбора, границы поверхности фундамента не изменились в том случае, когда они задавались по данным сейсмических исследований. В том же случае, когда модель основывалась на корреляционных построениях, отмечались изменения при количественных расчетах.

Если проанализировать результаты подбора даже по части интерпретационных профилей, необходимо отметить, что значения максимальных и минимальных отметок по различным границам раздела на одних и тех же участках не совпадают. Необходимо было искать объяснение этому. На отдельных участках площадки, характеризующие поверхности раздела, группировались, образуя достаточно обширные погруженные или приподнятые площади, между которыми наблюдаются ступенеобразные разрывы границ. По таким зонам траассировали тектонические нарушения; обеспечивающие, согласно принятой геологической предпосылке, блоковые перемещения. После соединения ближайших ступеней по всем разграничивающим поверхностям проявилась система разломов, рассекающих консолидированную кору на ряд блоков.

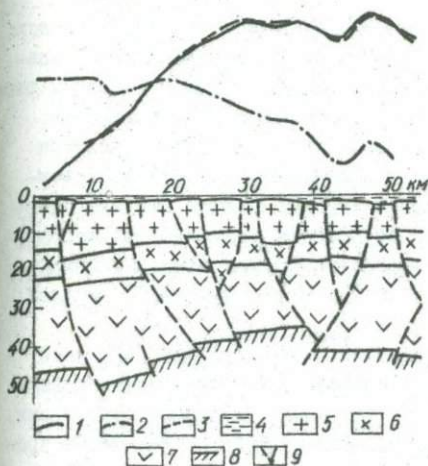


Рис.2. Глубинный разрез Брагинского участка по профилю 712. Аномалия силы тяжести:

1 - заданная; рассчитанная; 2 - от первоначальной модели, 3 - от подобранной модели; породы: 4 - осадочного комплекса, 5 - "гранитного" слоя, 6 - гранулитовой фации метаморфизма, 7 - "базальтового" слоя, 8 - граница Мохоровичича, 9 - тектонические контакты сквозькоровые и внутрикоровые.

По каждому из разрезов прослежено различное количество сквозькоровых нарушений, пересекающих все глубинные границы земной коры. Некоторые смещения, выявленные в виде ступеней на границе Мохоровичича, не проявляются резко в более высоких горизонтах. Остальные выявляются в блокировке поверхности фундамента. Сквозькоровые нарушения характеризуются крутым падением вблизи поверхности кристаллического основания. На глубине они выполаживаются. Точно определить угол падения разломных контактов трудно и прежде всего из-за грубой аппроксимации протяженными площадками.

Поскольку с глубиной площадки становятся более протяженными, в этом же направлении соответственно возрастает ошибка в трассировке зоны разлома. В общем случае эта точность находится в пределах половины элементарной площадки. Но надо учесть, что разлом должен проявляться в виде не линии, как он трассируется на разрезе, а зоны значительной мощности. Поэтому отклонение $\pm 2,5$ км на границе М не исказит картину развития

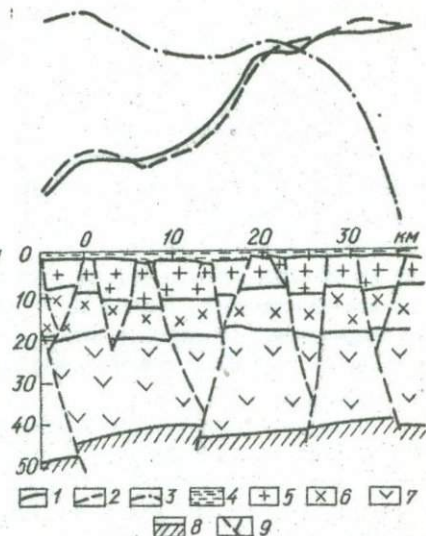


Рис.3. Глубинный разрез Брагинского участка по профилю XII. Условные обозначения см. рис.2.

тектонических зон. Выше по разрезу ошибка уменьшается, так как размер площадок уменьшается и гравитационные ступени более контрастно отражаются в гравитационном поле.

В направлении вверх по разрезу разломы ветвятся, образуя дробную блокировку. Преимущественное падение разломов к центру Припятской впадины обуславливает систему клиновидных блоков. Последние в условиях растяжения могут погружаться ниже уровня "первоначальной" поверхности, а в условиях сжатия могут выжиматься выше этого уровня. Если условия растяжения и сжатия чередовались, могли образоваться достаточно сложные комбинации отметок глубин в пределах крупных блоков, характеризующих всю земную кору. Именно такой случай представляется на количественно охарактеризованных разрезах, когда отметки максимальных и минимальных глубин по разным поверхностям на одних и тех же участках профилей не совпадают.

Поскольку точность построений недостаточно высока для уверенной трассировки каждого разлома, изученные разрезы отражают принципиальную особенность глубинной разломно-блоковой тектоники изучаемой территории. Есть надежда, что при более детальном изучении удастся более четко проследить на глубине каждый из выделенных основных разломов, а также системы опяряющих их разрывов. На ряде разрезов видно, что разломы, ограничивающие клиновидные блоки, характеризуются различными углами падения на крыльях одного и того же блока. При вертикальных перемещениях таких асимметричных блоков в условиях чередующихся напряжений растяжения и сжатия можно объяснить частичный разворот верхних граней блоков с образованием моноклиальных поверхностей на уровне кровли кристаллического основания. Именно эти моноклиальные ступени в ряде случаев характеризуются сейсмическими данными. Этим элементам структуры необходимо в будущем уделить большее внимание при детализации отдельных участков, поскольку они, несомненно, играют значительную роль в распределении возможных концентраций нефти и газа.

Предварительный анализ подобранных глубинных разрезов позволил сделать предварительный вывод о том, что в южной части изучаемой площади преобладает обстановка растяжения, поскольку на южных концах профилей клиновидные блоки расположены ниже уровня осредненной поверхности. В этой части разрезов преобладают микрограбены на уровне поверхности фундамента. В северной части участка наблюдаются многочисленные микрогорсты. Можно судить о том, что на этой территории преобладают условия сжатия в верхней части консолидированной коры. Однако эти выводы требуют тщательной проверки на этапе детальных исследований.

На отдельных профилях не удалось добиться совмещения теоретической и наблюдаемой аномалий. На некоторых участках различия между аномалиями достигали 5 мГл и больше. Их не удавалось компенсировать изменением заданной модели (рис. 4). Отклонения носят локальный характер. Значит, они

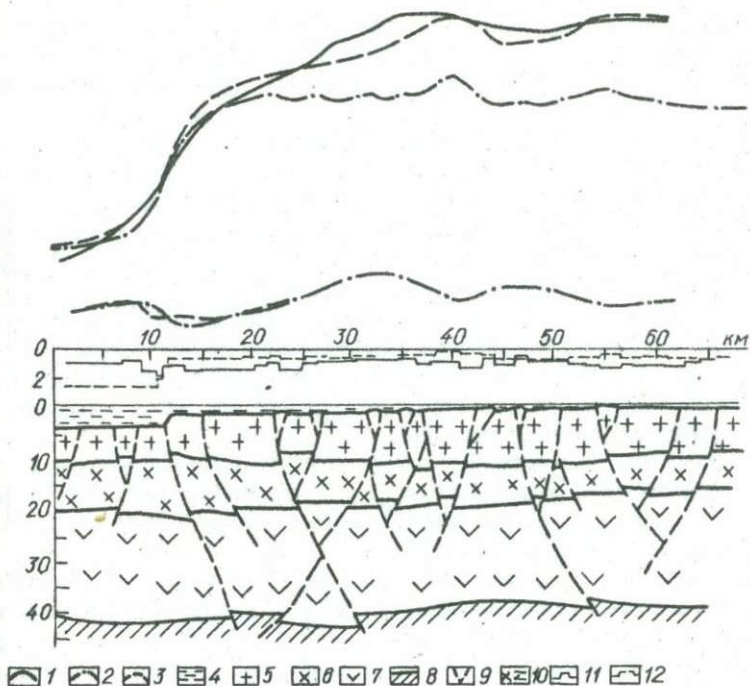


Рис.4. Глубинный разрез Брагинского участка по профилю I. Аномалия силы тяжести:
 1 - заданная; рассчитанная: 2 - от первоначальной модели, 3 - от подобранной модели; породы: 4 - осадочного комплекса, 5 - "гранитного" слоя, 6 - гранулитовой фации метаморфизма, 7 - "базальтового" слоя, 8 - граница Мохоровичича; 9 - тектонические контакты сквозькоровые и внутрикоровые; 10 - остаточная аномалия заданная и подобранная; рельеф фундамента; 11 - заданный контур, 12 - подобранный по остаточной аномалии контур.

обусловлены возмущающими объектами, расположенными вблизи дневной поверхности. Но разрез осадочных пород нами на этом этапе не изучался. В первом приближении считали, что этот разрез может быть аппроксимирован поверхностью фундамента. Но эта поверхность была аппроксимирована довольно значительными по протяженности горизонтальными площадками, перемещениями которых не удалось моделировать локальных особенностей поля. Поэтому попробовали в какой-то степени детализировать модель. Выделили остаточную аномалию и подбирали ее по конфигурации поверхности фундамента. Последнюю аппроксимировали набором небольших ступенек, глубина которых позволила бы судить о незначительных особенностях рельефа. После

подбора удалось охарактеризовать поверхность сложно дислоцированного фундамента. На разрезах (рис. 4) подобранная модель рельефа фундамента показана выше основных глубинных разрезов в более крупном вертикальном масштабе.

Подобранный рельеф полностью укладывается в схему разломно-блоковой тектоники, так как учитывает особенности клиновидных блоков, образующих микрогорсты и микрограбены на поверхности фундамента. Особенно четко это прослеживается на профиле 712 (рис. 2), где в южной части выделяется приподнятый в виде микрогорста клиновидный блок. Подобный элемент структуры наблюдается в западной части профиля I (рис. 4), где при подборе поверхности фундамента значительная ступень сгладилась. Возможно, в этой части разреза ощущается влияние какой-либо более высокой границы раздела, по избыточной плотности равной поверхности фундамента. Это может быть подсолевая поверхность или же другая граница раздела выше поверхности фундамента.

Имея сеть близко расположенных и частично пересекающихся глубинных геологических разрезов, можно составить представление об объемном распределении возмущающих масс в пределах изучаемой небольшой территории. Отметки глубин разделяющих границ и зоны нарушений вынесены на площадные схемы. По данной сети построений можно уверенно отстроить только наиболее глубокую границу раздела по поверхности Мохоровичича. Она характеризует мощность земной коры. Такая схема приведена на рис. 5.

Можно отметить ступенеобразное погружение границ M по зоне ограничивающего разлома северо-западного (близкого к субширотному) простирания. Разлом падает к северу. Перепад глубин по ограничивающей зоне составляет 3-4 км. Эта величина является во многом приближенной. Точность определения амплитуды смещения по данным гравиразведки всегда относительна. Она зависит от многих факторов, большинство из которых известно с заведомым приближением.

Несомненным является характер перемещения блока и то, что амплитуда смещения по этому ограничивающему разлому является наиболее интенсивной в пределах изучаемого участка. Это нарушение является основным или одним из основных, отделяющих мобильный блок Припятской впадины от Украинского щита. Несколько меньше амплитуда смещения по следующему, более северному разлому. Он расположен под острым углом к ограничивающему нарушению. Этот разлом выделяет наиболее приподнятый (глубина меньше 40 км) участок границы Мохоровичича. Последний приурочен к центральной части изучаемой территории. Далее к северу по двум сквозькоровым разломам близширотного простирания, которые пересекаются под острым углом, наблюдается ступенеобразное погружение границы M до глубины 46 км и более.

Самая приподнятая центральная часть поверхности M выделена двумя близмеридиональными сквозькоровыми разломами, которые рассечены субши-

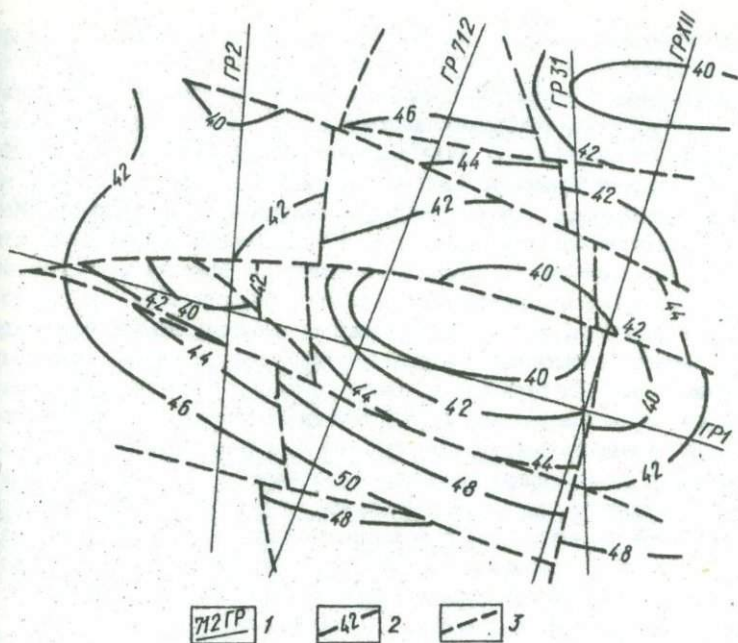


Рис.5. Схематическая карта изомощностей земной коры на участке Брагинского выступа;

1 - линии интерпретационных профилей; 2 - изоглубины границы Мохоровичича; 3 - зоны разрывных нарушений сквозькорового характера.

ротными нарушениями на ступенчатые участки. Западный разлом падает к востоку, а восточный - к западу, т.е. к центру структуры. По данным расчетов получается, что центральная часть изучаемой площади является наиболее приподнятым участком сводового поднятия. Если это так, то на этой территории должны вскрываться древнейшие образования (наиболее гранитизированные породы) консолидированной коры. Судя по спокойному характеру магнитного поля, такое условие выдерживается. Однако и этот вывод требует тщательной проверки.

В результате глубинных геологических построений сделаны некоторые обобщающие выводы. Припятская впадина рассматривается как мобильный блок, опущенный относительно соседних жестких массивов на 2 - 7 км по системе ограничивающих сквозькоровых разломов, падающих к центру структуры и выполаживающихся с глубиной. В зонах краевых разломов наблюдается резкое увеличение мощности земной коры. К центру структуры мощность коры уменьшается с образованием сводового поднятия, которое фиксирует-

ся по поднятию всех условно или уверенно выделяемых границ раздела внутри земной коры.

Значительным погружением мобильного блока по зоне южного ограничивающего разлома можно объяснить природу экстремальной части Ельского гравитационного минимума. Падение основных разрывных нарушений к центру Припятской впадины указывает на возникновение их в зоне растяжения верхней части земной коры, причем разрывные нарушения в центральной части сводового поднятия могли формироваться в направлении сверху-вниз, а в краевых частях снизу-вверх. Поэтому, вероятно, в краевых частях глубинных разрезов, кроме ограничивающих разломов, фиксируются ступени по границе Мохоровичича, которые не отражаются в более высоких горизонтах. В то же время в центральных участках разрезов многие нарушения фиксируются только в верхних горизонтах земной коры. При этом образуются многочисленные блоки клиновидной формы. Вертикальными перемещениями последних объясняется сложнодислоцированный характер верхней части разреза земной коры. Клиновидные блоки приподнимались в виде микрогорстов в рельефе фундамента при смене обстановки растяжения сжатием верхней части коры. Сжатие могло быть обусловлено общим погружением мобильного блока по системе ограничивающих разломов. Причиной общего погружения могло быть прекращение действия глубинного источника, обусловившего сводовое поднятие, или раздвижение жестких массивов.

Предполагается в будущем основное внимание уделить зонам схематически выделенных клиновидных блоков, с образованием и вертикальными перемещениями которых связано формирование пологих складок перекрывающих пород осадочного комплекса. К выделению и детальному изучению последних должны быть направлены основные усилия исследователя при геологической интерпретации геофизических материалов в данном перспективном на нефть и газ районе. Приведенные результаты являются завершением первого этапа комплекса работ, направленных на объемное картирование нефтегазоперспективных площадей.

Л и т е р а т у р а

1. Балабушевич И.А. Припятский грабен. К., "Наук.думка", 1965. 171 с.
2. Бондаренко Б.В. Тектонические структуры поверхности кристаллического фундамента Припятской впадины и их соотношение со структурами осадочного чехла. - В кн.: Методика и геологические результаты геофизических исследований в Припятской впадине. Минск, 1967, с.90-101.
3. Бондаренко Б.В., Фигловский А.И. Упорядоченная блоковая структура кристаллического фундамента северо-запада Припятской впадины и ее отражение в осадочном чехле. - ДАН БССР, 1973, 17, № 8, с.83-92.
4. Булах Е.Г. Автоматизированная система интерпретации гравитационных аномалий. К., "Наук.думка", 1973. 112 с.
5. Булах Е.Г., Ржаницын В.А., Маркова М.Н. Применение метода минимизации для решения задач структурной геологии по гравиразведочным данным. К., "Наук.думка", 1976. 219 с.
6. Гришин А.С., Голобоков С.В., Данкевич И.В. Применение корреляционного анализа для изучения геологического строения Припятского прогиба. - В кн.: Геологическая эффективность математических методов в геологии и геофизике. Минск, 1975, с. 93-101.

7. Ржаницы В.А. Опыт построения геолого-тектонической схемы при помощи автоматизированной системы интерпретации гравитационных наблюдений; - В кн.: Материалы по геологии, гидрогеологии, геофизике и геохимии Украины, Урала, Казахстана, Алтая и Сибири. К., 1972, с.89-93.

8. Ржаницы В.А. Применение автоматизированной системы интерпретации гравитационных аномалий для решения задач структурной геологии. - В кн.: Геологическая эффективность математических методов в геологии и геофизике. Минск, 1975, с.121-138.

9. Соллогуб В.Б. Структура земной коры Украины. - Геофиз. сборник, 1970, вып.38, с.22-35.

10. Проблемы тектоники Припятского прогиба. Минск, "Наука и техника", 1974. 231 с.

УДК 551.241:550.3 (477.8)

В.Б.Бурьянов, В.В.Гордщенко

ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ ЛИТОСФЕРЫ КАРПАТ

В данной работе, кроме обычных приемов построения плотностной модели, использованы представления о действии в недрах геосинклинали полиморфно-адвекционного механизма и о формируемом им в подкоровом пространстве источнике тепла [2]. Предлагаемый механизм должен объяснить основные факты истории геосинклинали.

На начальной стадии: 1) отсутствие мощной и длительно существующей аномалии теплового потока; 2) интенсивное опускание в геосинклинальном трого, сопровождающееся менее интенсивным на прилегающих участках платформ; 3) инициальный магматизм в эвгеосинклиналях.

На завершающей стадии: 1) возникновение и длительное существование аномалии теплового потока; 2) общую инверсию тектонического режима; 3) одновременное возникновение тыльного и передового прогибов; 4) складчатость; 5) синорогенный магматизм.

Начальные условия в мантии перед геосинклинальным процессом сводятся к следующему:

1. Мантия (по крайней мере в интервале глубин 250 - 500 км) имеет пиролитовый состав (ol - 70%, px - 20%, ga - 10%, содержание фаялита в оливине - около 10%) [7 и др.], отвечающий теплогенерации 0,1 мкВт/м³ и солидусу: 100 км - 1450°C; 200 км - 1700, 300 км - 1900, 400 км - 2050 и 500 км - 2250°C.

2. В результате указанного тепловыделения температура мантии на глубине первых сотен километров увеличивается примерно на 100 град за 10⁸ лет.

3. Для принятого состава переход оливина к шпинелевой модификации (или "β-фаза") происходит при температурах: 200 км - 350°C, 300 км - 750, 400 км - 1300 и 500 км - 2100°C. Переход пироксен-гранат: 50 км - 600°C, 100 км - 950, 150 км - 1200, 200 км - 1400 и 250 км - 1550°C [7 и др.].

4. Скорости продольных и поперечных сейсмических волн и величина коэффициента температурного расширения изменяются с глубиной в соответствии с общепринятыми представлениями [4, 9 и др.].

5. Температура пород мантии находится в пределах: 100 км - 800 - 1200°C, 200 км - 1150 - 1550, 300 км - 1400 - 1850, 400 км - 1600 - 2050 и 500 км - 1750 - 2250°C.

Влияние указанного разогрева на полиморфные преобразования пиролита можно оценить по формуле

$$\frac{\partial H}{\partial T} = \frac{1}{\Delta T} + \sigma \frac{\alpha}{g} (v_s)^2 \left[1 - \frac{4}{3} \left(\frac{v_s}{v_p} \right)^2 \right],$$

где H - глубина границы фаз; T - температура; ΔT - разность температурного градиента перехода и температуры мантии; α - коэффициент температурного расширения; g - ускорение силы тяжести; v_s и v_p - скорости поперечных и продольных волн.

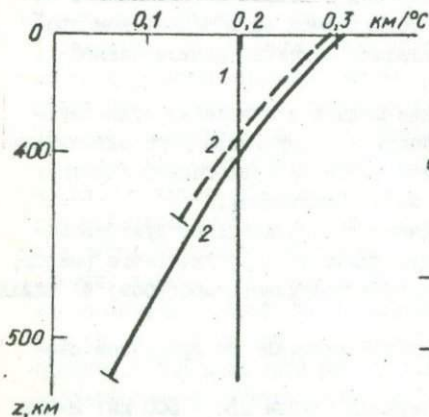


Рис.1. Соотношение величин $\sigma \frac{\alpha}{g} (v_s)^2 \left[1 - \frac{4}{3} \left(\frac{v_s}{v_p} \right)^2 \right]$ (1) и $1/\Delta T$ (2). Сплошная кривая - для высокотемпературного разреза, штриховая - для низкотемпературного.

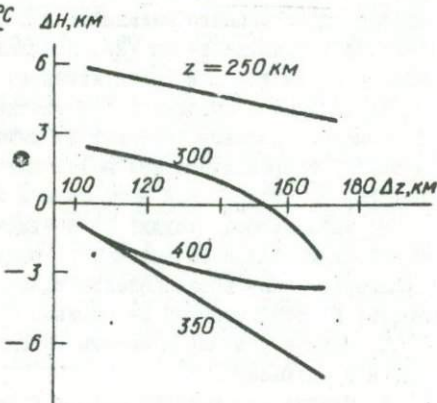


Рис.2. Смещение дневной поверхности ΔH в зависимости от начальной глубины кровли z и мощности Δz "всплывающего" объекта.

Результаты расчета (рис.1) показывают, что глубина границы фаз оливина при нагревании должна сокращаться, т.е. количество материала в плотной фазе увеличивается (влияние температурных напряжений преобладает). Этот процесс неизбежно приводит к проседанию коро-мантийного блока, лежащего выше границы фаз. Величина опускания существенно различна для разных температур мантии. В случае высокотемпературного разреза (см. выше) нагрев в течение 10^8 лет приведет к смещению границы

фаз на 10 - 15 км. Однако на этом процессе не остановится. При полиморфном переходе выделится около $5 \cdot 10^7$ Дж/м³ [27], что приведет к нагреву вещества перед фронтом перехода на 100 - 150°, т.е. процесс становится самоподдерживающимся и будет распространяться в пределах всего интервала глубин, где $\frac{1}{\alpha}$ больше $\frac{6}{9} v_s^2 [1 - \frac{4}{3} (\frac{K}{\rho})^2]$ на 120-130 км. Это обеспечит проседание поверхности около 10 км.

Выше интервала преобразования температуры после нагрева достигнут олигодуса пиролита, возникнет (или расширится на глубину) зона частичного плавления. При проседании коро-мантийного блока между ним и соседними блоками и между его частями возникнут разломы, которые в течение всего процесса будут подновляться и поддерживаться в виде ослабленных зон. Если процесс идет достаточно долго и интенсивно, разломы достигнут зоны частичного плавления и послужат каналами для расплавов инициального магматизма. При меньшем развитии (меньшей скорости и амплитуде опусканий) магматизма не будет. Действительно, миогеосинклинали отличаются не только отсутствием инициального магматизма, но и меньшей мощностью осадков.

Расчет теплового потока, производимого рассмотренным процессом, показывает, что его величина ничтожно мала.

Для низкотемпературного разреза мантии интервал, охваченный полиморфным переходом, значительно меньше (рис.1). Кроме того, в этом случае выше него возможен переход от гранатового пиролита к пироксеновому, т.е. к низкоплотной фазе. При высокотемпературном разрезе низкоплотный пиролит на этих глубинах уже существует. Таким образом, при низкотемпературном разрезе опускания поверхности не будет совсем или оно окажется незначительным (до 1 - 3 км). Соответственно маловероятен и магматизм.

Основные события начальной стадии геосинклинального процесса объясняются принятой схемой.

Существенным результатом этих явлений представляется превышение предела прочности пород в коро-мантийном блоке над зоной полиморфного преобразования. Об этом свидетельствует сам факт значительных вертикальных перемещений и образования глубинных разломов. Значительная часть верхней мантии (в интервале глубин 200 - 400 км) частично расплавлена, что приближает свойства ее вещества к свойствам вязкой жидкости. Определив число Рейля в интервале глубин 50 - 500 км, убеждаемся, что оно достаточно для начала конвективного процесса. Полиморфное уплотнение части приведенного интервала глубин не может служить существенным препятствием для конвекции [13 и др.], но все же более вероятной представляется конвекция верхних 350 км.

Анализ протекания конвективного процесса приводит к однозначному результату: конвекция не может быть стационарной. Перемещение под

кору нагретого глубинного вещества и поступление ему на смену приповерхностного холодного ликвидирует причину конвективной неустойчивости. Процесс может продолжаться только в том случае, когда за время полуоборота вещества (50 - 100 млн. лет) в конвектирующем объеме выделится (или поступит в него извне) количество тепла, сопоставимое с вынесенным. Радиоактивный распад в пиролите и приток тепла из средней мантии могут восстановить лишь незначительную часть энергии. Поэтому течение остановится после полуоборота, т.е. примет характер адвекции.

Несомненно, описанный процесс вызовет интенсивную аномалию теплового потока, что соответствует наблюдаемым фактам. Интерпретация выявленных в геосинклиналих тепловых аномалий позволила установить, что они вызываются перегретым телом, залегающим в верхах мантии. Этот источник тепла появляется за 20 ± 10 млн. лет перед складчатостью на глубине около 70 ± 20 км и постепенно, за 80 млн. лет, всплывает до 40 км. Во время перемещения он получает "подпитку" в виде порций вещества и энергии с глубин 250 - 400 км. В результате температура кровли поддерживается постоянной (остывание начинается после прекращения "подпитки"), а мощность объекта постепенно увеличивается, достигая 100 - 170 км. Точность геотермического анализа не позволяет выбрать в указанных пределах глубину зарождения источника и его конечную мощность. Этот результат можно получить, привлекая тектонические критерии.

Перемещение адвектирующих масс приводит к снятию существовавших в среде напряжений и попаданию больших объемов вещества в условия новых температур и давлений. Естественно, произойдут и соответствующие преобразования структуры пиролита, возникнут новые зоны уплотнения и разуплотнения. Суммарные эффекты в виде смещений дневной поверхности приведены на рис. 2. Они различны для разной глубины зарождения и мощности "всплывшего" объекта. Для объяснения полной тектонической инверсии - поднятия поверхности (без учета эрозии) на несколько километров - подходят только объекты малой мощности (100 - 120 км), зародившиеся на минимальной глубине (250 км).

Температурное поле, создаваемое в коре и верхах мантии таким объектом, позволяет объяснить плавление в низах "гранитного" слоя (в присутствии воды) и в "базальте", возникновение и периодическое обновление разломов за счет нарастания температурных напряжений, магматизм различного состава. Перемещение подплавленного "базальта" по ходу адвекционного течения приводит к перестройке коры - образованию "корней" под зоной складчатости (и, частично, передовым прогибом) и "антикорней" - под внутренними зонами. Влияния вертикальных ветвей течения, изостатического выравнивания (после перестройки коры) и полиморфных переходов проявляются в разное время в различных зонах геосинклинали и формируют сначала передовой прогиб, в конце - тыльный прогиб и поднятие складчатой зоны.

Складчатость связывается частично со сползанием осадочных толщ по "клавиатуре" блоков фундамента, частично — с перемещениями адвекционного типа в осадочном слое.

Таким образом, качественно (оценочные расчеты выполнены для всех описанных явлений, но точность их не может обеспечить достоверной количественной интерпретации) объяснены все события второй стадии геосинклинального процесса.

Подъем разогретого вещества мантии из интервала глубин 250–350 км в подкоровое пространство, резко изменяя температуру среды, должен изменить физические свойства пород по сравнению с имеющимися в соседних районах на той же глубине и проявиться в аномалиях физических полей.

Нагретые породы обеспечивают повышенный тепловой поток. Соответствующие расчеты выполнены для района Ш международного профиля ГСЗ (рис.3), пересекающего Воляно-Подольскую плиту, Предкарпатский прогиб, Складчатые Карпаты, Закарпатский прогиб, восточную окраину Паннонской впадины. Таким образом, в анализ включены все основные тектонические зоны альпийской Карпатской геосинклинали и примыкающая к ней часть докембрийской Восточно-Европейской платформы. В соответствии с рассмотренной выше гипотезой в недрах геосинклинального региона должен находиться объект с глубиной кровли около 60 км, подошвы — около 120 км, температурами соответственно 1800 и 2000°C, возникший около 50 млн. лет назад. Его внешний край — в районе шк 850 (рис.3), внутренний — за пределами рассматриваемого района.

Результаты расчета поверхностного теплового потока в присутствии этого объекта и без него (в этом случае поток определяется только радиоактивным распадом в породах коры и неактивизированной мантии) приведены на рис.3. Очевидно, что наблюдаемое распределение потока удовлетворительно объясняется использованным источником и не может быть объяснено без него.

Нагретые источником породы земной коры и верхов мантии должны быть менее плотными, чем породы тех же глубин в недрах платформы. Для выявления этого эффекта необходимо построение плотностной модели региона и расчет ее гравитационного поля.

Построение гравитационной модели проводится по данным сейсмометрии (ГСЗ). В итоге интерпретации данных ГСЗ обычно получается волновая картина, недостаточно полная для формального пересчета скоростей в плотности пород по всему разрезу. Значения скоростей часто отсутствуют не только на границах внутри земной коры, но и на наиболее резкой поверхности М. Отдельные блоки коры на разрезе ГСЗ вообще лишены данных о скоростях. Это вызвано тем, что применяемая методика не всегда обеспечивает получение достаточно длинных годографов, неоднозначностью интерпретации и другими причинами.

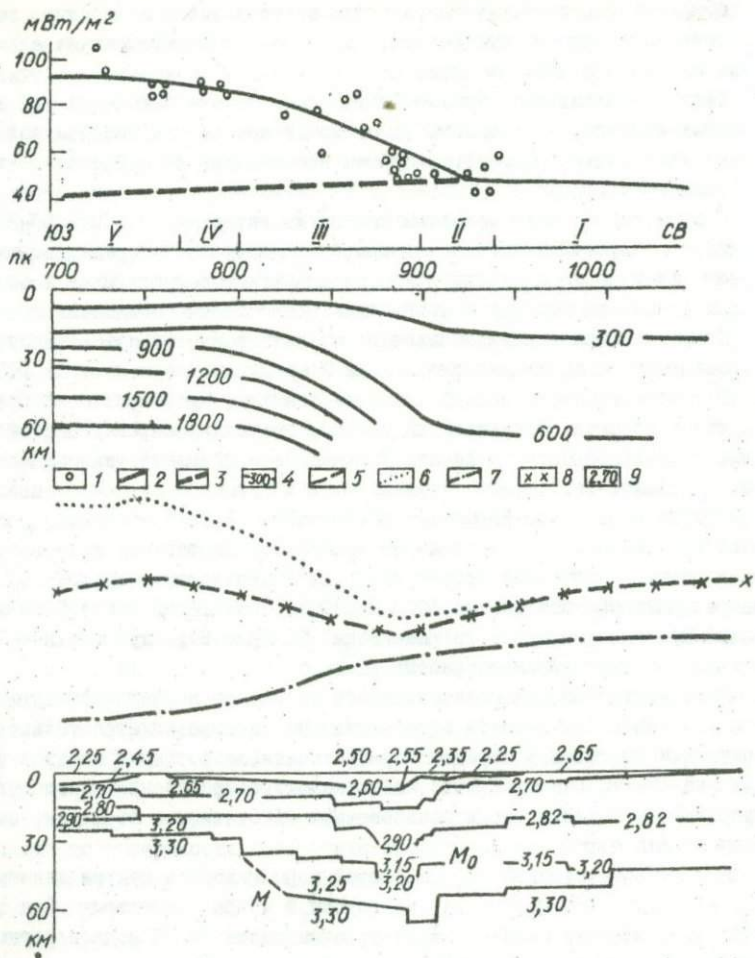


Рис.3. Тепловая и гравитационная модели литосферы по III международному профилю ГСЗ. Тектонические зоны: I - Вольно-Подольская плита; II - Предкарпатский прогиб; III - Складчатые Карпаты; IV - Закарпатский прогиб; V - Паннонская впадина. Тепловые потоки: 1 - наблюдаемый; 2 - рассчитанный с источником; 3 - без источника; 4 - изотермы; кривые силы тяжести: 5 - наблюдаемая, 6 - эффект земной коры, 7 - эффект зоны разуплотнения, 8 - суммарный эффект; 9 - плотности на границах раздела.

Вместе с тем построение плотностной модели требует знания $\sigma = f(z)$ по всему разрезу (площади) [6]. Представляется недостаточным рассмотрение поля силы тяжести, создаваемого поверхностными неоднородностями и

слоями земной коры ("гранитным" и "базальтовым") с постоянной плотностью и резким перепадом на границе между ними и на границе М. Современные сейсмические данные показывают (к сожалению, часто лишь качественно) сложность распределения физических параметров в среде [6, 10, 12]. В частности, наблюдается увеличение скорости с глубиной между отражающими поверхностями. Вероятно, этот эффект осредняет мелкоблоковость, дислоцированность в верхней части коры, изменение степени метаморфизма и пр. Наилучшая аппроксимация этой сложной геологической обстановки при анализе гравитационного поля достигается плотностной моделью с градиентным изменением плотности. В такой модели аномальный гравитационный эффект не связывается с резкими скачками плотности на двух-трех протяженных границах раздела в земной коре, существование которых маловероятно [10].

При выборе распределения скоростей в разрезе, необходимого для построения градиентной модели, используются два подхода. Во-первых, даже по качественной картине распределения скоростей можно составить приближенный плотностной разрез [1, 6]. Последующие итерационные расчеты приводят или к частичным изменениям первой принципиально верной плотностной модели или к необходимости построения принципиально иной модели, если гравитационный эффект первой модели не удовлетворяет наблюдаемому полю силы тяжести [3, 8]. Во-вторых, обоснованность допущений о распределении плотности в разрезе резко возрастает при привлечении данных других геофизических методов [6]. Такой комплексный анализ, особенно в районах существования интенсивных аномалий физических полей (например, в Карпатском регионе), существенно сокращает неоднозначность выбора плотностной модели.

Анализ результатов геофизических исследований позволяет сделать вывод, что наиболее полно имеющиеся данные о земной коре отражает плотностная модель с градиентным изменением плотности, различным в разных блоках (в зависимости от мощности слоев), изменяющимся при переходе от слоя к слою. На поверхности М сохраняется небольшой скачок плотности, изменяющийся в зависимости от характера этой границы в разных блоках.

При построении плотностной модели Карпатского региона использовались прежде всего данные ГСЗ. В верхней части разреза, в пределах осадочного слоя, по возможности полно учтена имеющаяся геологическая информация о плотностях неогеновых моласс, мел-палеогенового флиша, пород мезозоя и палеозоя фундамента, а также данные об изменении плотности этих образований с глубиной [11]. Ниже, в консолидированной части, кора была представлена в виде градиентной по плотности среды. Значения плотностей и скорость их изменения соответствовали информации об изменении скоростей продольных сейсмических волн. На отражающих сейсмических границах (за исключением М) принимался не скачок плотности, а изменение величины градиента. Плотность пород мантии в начальных вариантах расчета считалась постоянной во всем регионе.

Было рассчитано гравитационное поле для нескольких вариантов модели. В первых вариантах градиент в пределах "базальтового" слоя считался постоянным от кровли до подошвы. В центральной части расчетного профиля получен минимум, намного превышающий наблюдаемый. Более тщательный учет плотностей верхней части разреза (осадочного слоя) позволил несколько уменьшить экстремум, однако согласование не было достигнуто. Затем были использованы сведения о существовании в Карпатах промежуточной границы в "базальтовом" слое, так называемой M_0 . Для нее известны граничные скорости (порядка 7,6 км/с). В соответствии с этим градиент плотности в слое был принят изменяющимся; один выше M_0 , другой — ниже. Это позволило значительно улучшить согласование наблюдаемой и расчетных кривых. В пределах такой общей модели рассмотрены варианты, отличающиеся деталями строения земной коры и распределения плотностей. Например, в области отсутствия информации о глубине M (юго-западная окраина Складчатых Карпат) рассмотрен вариант горизонтальной и наклонной границы (рис.3). Существенного изменения гравитационного эффекта не получено.

Суммируя результаты расчетов, приходим к выводу, что в восточной части региона гравитационное поле хорошо объясняется известным строением земной коры. В западной части все варианты приводят к резкому расхождению между расчетными и измеренными величинами (рис.3). Это не может быть связано с неверным учетом строения земной коры, так как мощность ее здесь невелика, менее 30 км, а реальная ошибка в плотности не может создать нужной аномалии. Необходимо допустить существенное понижение плотности пород мантии в этом районе.

Расчет такого разуплотнения (охватившего и значительную часть пород коры) был выполнен на основе приведенных данных о перепаде температуры в верхней мантии региона по перепадам температур и коэффициентам температурного расширения. В результате определен сложный градиентный объект с отрицательной аномальной плотностью. Он начинается примерно с глубины 10 км, максимум разуплотнения пород порядка $0,1 \text{ г/см}^3$ достигается на глубине 60 км, к подошве источника степень разуплотнения спадает. Поскольку глубина подошвы объекта точно не известна, были включены в расчет разные ее варианты. Наиболее подходящим оказался вариант глубины подошвы 120 км. После сложения его гравитационного эффекта с эффектом земной коры получаем кривую изменения силы тяжести, наиболее полно учитывающую всю имеющуюся информацию. Она хорошо совпадает с наблюдаемой (рис.3).

Таким образом, применение комплекса гравиметрии и геотермии, опирающегося на данные ГСЗ и геологическую информацию, истолкованную в рамках полиморфно-адвекционной гипотезы, дает возможность построить плотностную модель литосферы столь сложного региона, как Карпаты.

Л и т е р а т у р а

1. Бурьянов В.Б., Павленкова Н.И. О отроении земной коры Горного Крыма. - Сов. геология, 1974, № 7, с.112-119.
2. Гордиенко В.В. Тепловые аномалии геосинклиналей. К., "Наук. думка", 1975. 141 с.
3. Красовський С.С., Коньков Г.Г., Бурьянов В.Б. Геологічна інтерпретація геофізичних матеріалів. К., "Наук.думка", 1973, 167 с.
4. Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. М., "Наука", 1968. 289 с.
5. Павленкова Н.И. Волновые поля и модель земной коры. К., "Наук. думка", 1973. 220 с.
6. Павленкова Н.И., Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В. Обобщенная геофизическая модель земной коры некоторых геоструктур Украины. - Геофиз. сборник, 1974, вып.62, с.16-29.
7. Рингвуд А., Грин Д. Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968. 335 с.
8. Старостенко В.І. Аналітичний розв'язок прямої задачі гравіметрії для тіла складної форми у випадку лінійної зміни надлишкової густини з глибиною. - Допов. АН УРСР. Сер.Б. 1968, № 6, с.533-537.
9. Стейн Ф. Физика Земли. М., "Мир", 1972. 342 с.
10. Стрoение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы. К., "Наук.думка", 1971, 286 с.
11. Хоменко В.І. Глибина будова Закарпатського прогину. К., "Наук. думка", 1971. 230 с.
12. Чекунов А.В. Структура земной коры и тектоника шга европейской части СССР. К., "Наук.думка", 1972. 176 с.
13. Schubert G., Turcotte D., Oxburgh E. Phase Change Instability in the Mantle. - Science, 1970, 169, № 3950, p. 1075-1077.

УДК 550.8.012:519

В.Н.Николенко

МЕСТО РАСПОЗНАВАТЕЛЬНОГО ПОДХОДА

В ПОСТРОЕНИИ ГРАВИТАЦИОННОЙ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Построение гравитационной модели земной коры основывается на интерпретации данных гравиметрии совместно с другой геолого-геофизической информацией. Проблема геологической интерпретации геофизических данных заключается, как известно, в установлении по ним классов и количества возмущающих объектов, определении их параметров и выяснении геологической природы. Процесс интерпретации потенциальных полей распадается на три основных этапа 17:

- 1) анализ структуры поля;
- 2) решение обратной задачи потенциала (получение параметров источников поля);
- 3) геологическое истолкование полученных результатов.

Из трех приведенных этапов лишь задачи второго из них получили строгую математическую постановку и решения. Анализ структуры поля и геологическое истолкование результатов интерпретации осуществляется в основном на качественной основе. При этом весьма велика роль интуиции специалиста, его опыта. Анализ структуры поля основывается на вычислении различных статистических характеристик, выявлении различных классов

аномалий и, наконец, районировании поля на основе полученных результатов. Районирование поля заключается в выделении разнородных участков, в пределах которых поле стационарно. Предполагается, что участкам со стационарным полем соответствуют области с однородным геологическим строением.

Более уверенное выделение однородных геологических областей осуществляется на основе расширенного комплекса данных гравиметрии, магнитометрии, сейсмометрии, а также других геолого-геофизических методов. Однако до последнего времени не существовало формализованной методики комплексной интерпретации данных для решения задач районирования. Вся совокупность данных фактически интерпретировалась специалистами раздельно. Комплексность же интерпретации заключалась в сопоставлении результатов, полученных раздельно по каждому методу исследований. В последние годы появились методы, способные стать основой формализованной методики районирования территорий по комплексу геолого-геофизической информации. Это методы распознавания образов с самообучением, или иначе, методы группирования.

Другая задача — установление геологической природы объектов по комплексу косвенных геолого-геофизических показателей — может решаться методами распознавания образов с обучением. Для этого необходимы эталонные данные, на которых кроме косвенных признаков известна принадлежность объектов к тому или иному классу. Методы распознавания могут применяться как на первом, так и на третьем этапах интерпретации. На первом результаты распознавания могут использоваться при выборе первого приближения модели строения района. Действительно, методы распознавания дают ответ на вопрос, какого типа объект находится на глубине под точкой наблюдения, если имеются эталонные области, в которых такой ответ известен. На третьем этапе установление геологической природы объектов может осуществляться уже не только по статистическим характеристикам поля, но и по результатам интерпретации на втором этапе.

Задача выделения различных классов геологических объектов на глубине в режиме самообучения может показаться нереальной задачей, во-первых, в силу отсутствия эталонных данных, с которыми можно было бы сравнивать классифицируемые объекты, и, во-вторых, в силу аддитивности потенциальных полей, по которым формируется большая часть косвенных признаков. Однако возможность такой классификации следует из того, что признаки выбираются специалистом не случайно, а целенаправленно, т.е. таким образом, чтобы в них отражалось влияние исследуемых объектов. Так, для задачи картирования щитов используются различные локальные характеристики потенциальных полей, для изучения глубинного строения должны использоваться региональные составляющие поля. Параметры фильтров при этом подбираются на основе имеющихся априорных сведений и предположений о глубине и параметрах возмущающих объектов.

Постановка задачи. Сформулируем задачу классификации глубинных геологических объектов в терминах теории распознавания образов. Задача состоит в том, чтобы по данным имеющихся геолого-геофизических наблюдений установить, какой класс объектов находится под каждым рассматриваемым пунктом наблюдения и таким образом определить проекции областей классов однотипных геологических образований на дневную поверхность по всей площади исследований. Для решения этой диагностической задачи методами распознавания изучаемая территория разбивается сетью исходных геофизических наблюдений на элементарные площадки S_k , для каждой из которых формируется по наблюдаемым полям совокупность характеристик $\{V_k\}$. Множество элементарных площадок S_k , составляющих площадь исследований $S = \bigcup_k S_k$, представляет собой множество объектов классификации $\{V_k\}$. Его можно рассматривать как множество векторов, компонентами которых являются вычисленные характеристики геофизических полей V_{kF} .

Таким образом, задача разделения типов глубинных объектов земной коры сводится к разделению в сформированном признаковом пространстве областей различных классов, т.е. к построению разделяющих поверхностей между ними. Конкретизируем геологическую и математическую постановку задачи геологической диагностики в соответствии с ее типом. Рассмотрим два типа задач. К первому относятся те из них, которые сводятся к хорошо известным задачам распознавания R образов ($R > 1$). В обучающей выборке при этом представлены все R классов, между которыми необходимо разделить объекты исследуемого множества. Именно с постановки и решения таких задач началось развитие методов распознавания и их приложение в различных областях науки и техники.

Применительно к проблеме изучения глубинного строения земной коры задача формулируется следующим образом. На исследуемой площади проведен некоторый комплекс косвенных методов изучения геологического строения (гравимагнитные, сейсмометрические и др.). На отдельных участках данной площади благодаря наличию более широкого комплекса данных (профили ГСЗ, МТЗ и др.), а также более четкому отображению возмущающих объектов в наблюдаемых полях удалось с более высокой степенью достоверности, нежели во всех остальных участках, проинтерпретировать комплекс данных и получить распределение возмущающих объектов, их классификацию и параметры. Эти участки составляют эталонную область $S' \subset S$. Необходимо, построив по точкам эталонной области S' разделяющие поверхности в пространстве косвенных признаков, определить по этим же признакам тип возмущающих объектов во всех остальных точках исследуемой области. Решение задач такого типа основывается, как видим, на использовании принципа аналогий.

Наиболее общая математическая постановка задачи распознавания состоит в следующем [2]. Необходимо определить такой (векторный в общем случае) параметр $\alpha = \{\alpha_m\}$ решающей функции $f(\vec{V}, \alpha)$, который обеспечивает минимальную среднюю ошибку распознавания $P(\alpha)$ по всем объек-

там \vec{v} из эталонного множества A_ω , т.е. минимизировать по α функционал:

$$\rho_\alpha = \sum_{\omega=1}^R \int_{\mathcal{X}_\omega} f(\omega - f(\vec{v}, \alpha)) \rho(\vec{v}) \rho(\omega/\vec{v}) d\vec{v}, \quad (1)$$

где $f(\vec{v}, \alpha)$ - функция, принимающая целочисленные значения $1, 2, \dots, R$ в зависимости от номера класса принадлежности объекта \vec{v} , получаемого по данному решающему правилу; $f(y)$ - характеристическая функция, равная

$$f(y) = \begin{cases} 0, & \text{если } y = 0 \\ 1, & \text{если } y \neq 0 \end{cases};$$

ω - истинный номер класса принадлежности \vec{v} ; \mathcal{X} - область класса A_ω в многомерном признаковом пространстве; R - количество классов; $\rho(\vec{v})$ - плотность вероятности появления объекта \vec{v} ; $\rho(\omega/\vec{v})$ - условная плотность вероятности для класса A_ω .

Второй тип задач классификации связан с ситуациями, когда на исследуемой территории нет эталонных областей. В отличие от картирования на щитах при прогнозировании глубинного строения такие ситуации будут встречаться чаще, так как получение эталонных данных по глубинным горизонтам крайне затруднительно. Постановка задачи здесь следующая. В пространстве косвенных признаков выделить однородные области, а затем, проведя на незначительном множестве объектов каждой из полученных областей более детальные геолого-геофизические работы (профили ГСЗ, МТЗ и др.), установить геологическую или, по крайней мере, физическую природу этих объектов и распространить полученные результаты на всю исследуемую территорию. Для выделения областей классов при отсутствии обучающей выборки используются алгоритмы группирования с самообучением.

Математическая постановка задачи группирования следующая. Требуется разбить исходное пространство признаков \mathcal{R}_V на такие непересекающиеся области $\mathcal{X}_1, \mathcal{X}_2, \dots, \mathcal{X}_R$, чтобы средний риск распознавания был минимальным:

$$Q_\alpha = \sum_{\omega=1}^R \rho_\omega \int_{\mathcal{X}_\omega} F_\omega(\vec{v}, \vec{\alpha}_1, \vec{\alpha}_2, \dots, \vec{\alpha}_R) \rho(\vec{v}/\omega) d\vec{v}, \quad (2)$$

где $F_\omega(\vec{v}, \vec{\alpha}_1, \vec{\alpha}_2, \dots, \vec{\alpha}_R)$ - функция потерь при классификации объекта $\vec{v} \in \mathcal{X}_\omega$; $\vec{\alpha}_\omega$ - вектор параметров области \mathcal{X}_ω ω -го класса; $\rho(\vec{v}/\omega)$ - плотность распределения объектов \vec{v} в классе A_ω .

Видом функций $f(\vec{v}, \alpha)$ и $F_\omega(\vec{v}, \vec{\alpha}_1, \vec{\alpha}_2, \dots, \vec{\alpha}_R)$ и способом оптимизации выражений (1) и (2) определяются особенности используемых алгоритмов распознавания и группирования.

Методы распознавания. Рассмотрим особенности алгоритмов распознавания и группирования, разработанных в ИГ АН УССР. Главной отличительной

особенностью, по которой следует различать алгоритмы распознавания, является класс разделяющей поверхности (линейная, нелинейная), которую они реализуют. При строгой постановке задачи распознавания каждой разделяющей поверхности можно сопоставить критерий качества распознавания Q и, наоборот, каждому критерию Q отвечает определенная разделяющая поверхность ψ . Оптимизация функционала Q по неизвестным параметрам искомой поверхности дает возможность получить ее оптимальное положение.

Ниже приводятся два критерия качества - максимум разрешающей способности распознавания объектов и критерий минимальных затрат на распознавание при заданном уровне ошибки классификации. Первому отвечает алгоритм распознавания "Цит-1" [3], основанный на использовании функций близости. В отличие от предложенных ранее методов в настоящем параметри алгоритма выбираются не эвристическим путем, а на основе решения задачи поиска экстремума заданного критерия качества. Таким критерием в рассматриваемом алгоритме является величина разрешающей способности ν диагностики объектов \bar{v}

$$\nu(\bar{v}, \Omega) = \rho^*(\bar{v}, \Omega) - \rho^{**}(\bar{v}, \Omega), \quad (3)$$

где $\rho^*(\bar{v}, \Omega)$, $\rho^{**}(\bar{v}, \Omega)$ - две наибольшие из R классов оценки величины вероятностей в Ω -окрестности точки \bar{v} :

$$\rho^*(\bar{v}, \Omega) = \rho_{i^*}(\bar{v}, \Omega) = \max \left\{ \rho_i(\bar{v}, \Omega) \right\}, \quad i = \overline{1, R}$$

$$\rho^{**}(\bar{v}, \Omega) = \rho_{j^{**}}(\bar{v}, \Omega) = \max \left\{ \rho_j(\bar{v}, \Omega) \right\}, \quad j = \overline{1, R}, \quad j \neq i^*$$

Оценки величин вероятностей $\hat{\rho}_i(\bar{v}, \Omega)$ измеряются долей объектов данного класса, попавших в Ω -окрестность точки \bar{v} :

$$\hat{\rho}_i(\bar{v}, \Omega) = \frac{\frac{m_i(\bar{v}, \Omega)}{M_i}}{\sum_{k=1}^R \frac{m_k(\bar{v}, \Omega)}{M_k}}, \quad m_i(\bar{v}, \Omega) = \sum_{z=1}^{M_i} \mu_{iz}(\bar{v}, \Omega)$$

$$\mu_{iz}(\bar{v}, \Omega) = \begin{cases} 1, & \text{если } \rho(\bar{v}, \bar{v}_{iz}) \leq \Omega \\ 0, & \text{если } \rho(\bar{v}, \bar{v}_{iz}) > \Omega \end{cases}$$

Здесь $m_i(\bar{v}, \Omega)$ - количество объектов i -го класса, попавших в Ω -окрестность \bar{v} ; M_i - количество всех объектов в классе A_i ; \bar{v}_{iz} - z -й объект i -го класса; $\rho(\bar{v}, \bar{v}_{iz})$ - расстояние между объектами \bar{v} и \bar{v}_{iz} .

В данном алгоритме процесс обучения разбивается на два этапа: собственно обучения и доучивание. На первом находится параметр Ω_ρ , максимизирующий среднюю по всем обучающим объектам величину разрешающей способности:

$$\nu(\Omega_\rho) = \max_{\Omega} \nu(\Omega), \quad \nu(\Omega) = \frac{1}{M_3} \sum_i \sum_{\vec{v} \in A_i} \nu_i(\vec{v}, \Omega), \quad (4)$$

где M_3 - количество обучающих объектов; $\nu_i(\vec{v}, \Omega)$ - разрешающая способность распознавания эталонного объекта $\vec{v} \in A_i$. Параметр Ω_ρ в среднем наилучший для всех обучающих объектов. Очевидно, что в общем случае для каждого конкретного распознаваемого вектора \vec{v}_ρ существует свое оптимальное значение Ω_ρ^* . Поэтому на этапе доучивания для каждого распознаваемого вектора \vec{v}_ρ определяется

$$\Omega_\rho^*: \nu(\vec{v}_\rho, \Omega_\rho^*) = \max_{\Omega} \nu(\vec{v}_\rho, \Omega).$$

При этом величина Ω_ρ используется как первое приближение в итеративной процедуре нахождения оптимального значения параметра Ω_ρ^* .

Поиск экстремумов функционалов (3), (4) осуществляется на основе использования методов стохастической аппроксимации. В частности используется модифицированная процедура Кифера-Вольфовица [6]:

$$\Omega^{n+1} = \Omega^n + \frac{a_n}{c_n} \left[\nu(\vec{v}_\rho, \Omega^n + c_n) - \nu(\vec{v}_\rho, \Omega^n) \right], \quad (5)$$

где n - номер итерации, а коэффициенты a_n, c_n определяются таким специальным образом, чтобы обеспечивалась сходимость процедуры (5) в условиях помех:

$$\sum_{n=1}^{\infty} a_n = \infty, \quad \sum_{n=1}^{\infty} a_n c_n < \infty, \quad \lim_{n \rightarrow \infty} c_n = 0, \quad \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{a_n}{c_n} \right)^2 < \infty.$$

Алгоритм "Щит-1" основан на использовании локальных свойств функций распределения. Он трудоемкий в реализации, однако обеспечивает высокую разрешающую способность в распознавании.

Основная идея алгоритма "Щит-3" состоит в аппроксимации сложных нелинейных поверхностей совокупностью простых легко реализуемых разделяющих гиперплоскостей. Одним из простейших решающих правил является измерение и сравнение нормированных расстояний до центров областей классов. Разделяющей границей при этом является совокупность гиперплоскостей, проходящих перпендикулярно к отрезкам, соединяющим центры каждой пары классов. Ошибка распознавания ε при использовании такого

решающего правила определяется величиной области пересечения гиперсфер, натянутых на области классов.

Для удовлетворительной, в смысле ошибки классификации ε , аппроксимации нелинейных поверхностей плоскостями необходимо представить области классов произвольной конфигурации овокупностью таких компактных подобластей, чтобы натянутые на них сферы ε не пересекались. Разделяющие гиперплоскости строятся для каждой компактной подобласти. Очевидно, чем сложнее разделяющая поверхность, тем большим количеством гиперплоскостей ее необходимо аппроксимировать, т.е. в данном случае тем большим количеством ε -непересекающихся гиперсфер надо покрыть исходную область.

Задача обучения распознаванию образов в рассматриваемом методе состоит в том, чтобы среди множества возможных разбиений \mathcal{X}_k классов $\{A_i\}$ на подклассы $\{A_{ij}\}$ найти такое разбиение \mathcal{X}_0 , при котором достигается заданный уровень ошибки распознавания ε_0 , а количество подклассов минимально, т.е. найти \mathcal{X}_0 , обеспечивающее

$$\begin{aligned} \min \varphi(r) \\ \text{при } \varepsilon(r) \leq \varepsilon_0 \\ \text{и } r \in G, \end{aligned}$$

где $\varphi(r) = \sum_i r_i^k$ выражается суммарным количеством подклассов, на которые разбиты исходные классы разбиением \mathcal{X}_k ; r_i^k - количество подклассов в A_i при k -м варианте разбиения; условие $r \in G$ означает, что аргумент r принимает целочисленные значения.

Выделение компактных подмножеств объектов A_{ij} из исходного множества A_i будем осуществлять с помощью алгоритма группирования \mathcal{R} , основанного на минимизации внутриклассовой дисперсии. Области групп \mathcal{X}_{ij} , отвечающие подклассам A_{ij} , при таком критерии группирования будут близкими к сферическим.

Задача выбора оптимального в смысле сформулированных требований варианта разбиения \mathcal{X}_0 из множества возможных вариантов $\{\mathcal{X}_k\}$ относится к классу комбинаторных задач дискретного программирования и для ее решения используется метод ветвей и границ. Этот метод указывает способ построения направленного перебора вариантов, обеспечивающего результаты, близкие к оптимальным. Алгоритм "Щит-3" является высокоэкономичным на стадии распознавания, однако уступает первому в разрешающей способности.

В соответствии с возможностями рассмотренных алгоритмов определяются области их применения: первый предназначен для классификации небольших групп объектов, где требуется очень высокая разрешающая способность распознавания, недостаточная по другим более простым решающим правилам; второй - в задачах, где распознаванию подлежат огромные массивы объектов и где достаточно в смысле требуемой точности кусочно-линейной аппроксимации нелинейных разделяющих поверхностей.

Проблемой группирования исследователи занимались давно, однако только в 1965 г. эта задача получила строгую математическую постановку и решение в работе М.И.Шлезингера [5]. Способ группирования объектов в классы определяется выбором критериев качества классификации. Здесь рассмотрены два критерия и соответствующие им алгоритмы. Первый основан на максимизации средней по формируемым классам функции близости [4]. Второй — на минимизации средней по всем классам дисперсии.

Во многих реальных ситуациях множества объектов образуют в признаковом пространстве области произвольной конфигурации. В этих случаях критерием принадлежности точек одному классу может служить возможность "непрерывного" перехода из одной точки множества в любую другую. Установление такой возможности удобно производить с помощью функций близости $g(\vec{v}, \Omega)$, определяемых в рассматриваемом здесь случае конечной выборки таким образом:

$$g(\vec{v}_\rho, \Omega) = \frac{m(\vec{v}_\rho, \Omega)}{M}, \quad m(\vec{v}_\rho, \Omega) = \sum_{k=1}^M \delta_k, \quad (6)$$

$$\delta_k = \begin{cases} 1, & \text{если } \exists \xi = \xi_N : |v_{\rho\xi} - v_{k\xi}| \leq r_\xi \\ 0, & \text{если } \exists \xi = \xi_N : |v_{\rho\xi} - v_{k\xi}| > r_\xi \end{cases}$$

где $g(\vec{v}_\rho, \Omega)$ — функция близости объекта \vec{v}_ρ к исходному множеству объектов; $m(\vec{v}_\rho, \Omega)$ — количество объектов исходного множества объемом M , попавших в область близости $\Omega(\vec{v}_\rho)$ точки \vec{v}_ρ ; r_ξ — половина длины стороны вдоль ξ -го измерения гиперпараллелепипеда, взятого в качестве области близости точек \vec{v}_ρ ; N — количество признаков.

Функция близости, определяемая соотношением (6), пропорциональна количеству объектов в Ω -окрестности рассматриваемых точек. Переходя от точки к точке и прослеживая величину $g(\vec{v}, \Omega)$, можно установить области повышенной и пониженной плотности точек, а следовательно, области классов.

Сформулируем задачу самообучения следующим образом. Исходное векторное пространство необходимо разбить на такие непересекающиеся области $\mathcal{X}_1, \mathcal{X}_2, \dots, \mathcal{X}_R$, чтобы средняя по всем классам величина функции близости была максимальна:

$$\Omega_0, \alpha_0 : Q(\Omega_0, \alpha_0) = \max_{\Omega, \alpha} Q(\Omega, \alpha),$$

$$Q(\Omega, \alpha) = \sum_{i=1}^R p_i \int_{\vec{v} \in \mathcal{X}_i} g_i(\vec{v}, \Omega, \alpha) \rho(\vec{v}/i) d\vec{v}.$$

В дискретном случае

$$Q(\Omega, \alpha) = \sum_{i=1}^R p_i \sum_{V \in X_i} g_i(V, \Omega, \alpha) \rho(V/i),$$

или

$$Q(\Omega, \alpha) = \sum_{i=1}^R p_i \bar{g}_i(\Omega, \alpha).$$

Здесь α - порог пропускания объектов в класс введен для повышения помехоустойчивости алгоритма, что устраняет опасность слияния классов из-за небольшого числа случайных объектов между ними.

Выделение компактных сферических областей осуществляется на основе оптимизации второго критерия. Здесь задача группирования формулируется следующим образом: исходное пространство признаков разбить на такие непересекающиеся области X_1, X_2, \dots, X_R , чтобы средняя по всем классам дисперсия была минимальной:

$$r_0, \alpha_0: D(r_0, \alpha_0) = \min_{r, \alpha} D(r, \alpha)$$

$$D(r, \alpha) = \sum_{i=1}^R p_i D_i(r, \alpha),$$

где r, α - параметры алгоритма.

Алгоритм, построенный по первому критерию, наиболее подходящий для тех геологических моделей, в которых основные геолого-геофизические характеристики не имеют какого-то одного среднего значения, а "непрерывно" изменяются, образуя при этом области значений произвольной конфигурации. Это сложные многостадийные геологические процессы, постепенно переходящие из одного состояния в другое. С помощью второго алгоритма удобно изучать геологические модели, в которых геолого-геофизические показатели группируются вокруг некоторого среднего значения с той или иной дисперсией. Кроме того, этот алгоритм используется в программе "Шит-З" для выделения компактных подобластей в классах.

Автоматизированная система классификации и прогнозирования объектов. Процесс картирования глубинных горизонтов - сложный и многоэтапный. Он связан с обработкой большого объема исходных данных, организацией обучающего и распознаваемого массивов, хранением и поиском промежуточных данных, выбором оптимального режима работы, необходимостью оперативного просчета различных вариантов классификации по разным алгоритмам и в различных признаковых подпространствах и т.д. Все это практически невозможно реализовать без автоматизированной системы. Такая система классификации и прогнозирования геологических объектов (АСКИП) создана в ИГ АН УССР. С ее помощью решаются следующие задачи:

по квадратной сети исходных полей формируется множество характеристик (признаков); проводится анализ делящих свойств полученных характеристик и с учетом их коррелируемости выбирается информативное сочетание признаков; путем опробования решающих правил на обучающем материале выбирается один из алгоритмов распознавания (простой или сложный), по которому проводится диагностика объектов; в задачах районирования по исходным полям формируется признаковое пространство и проводится группирование объектов по одному из алгоритмов, описанных выше.

В качестве признаков потенциальных полей используются следующие группы характеристик:

интенсивности поля; это такие, как наблюдаемое поле f , среднее значение по палетке $n \times n$ точек, амплитуда поля;

изменчивости поля: дисперсия, изрезанность, производные по x , y , вторая вертикальная производная f''_{zz} , модуль и азимут горизонтального градиента G_f ;

анизотропии поля: коэффициенты изометричности изолиний и анизотропии поля, азимут преимущественного направления поля, энтропия анизотропии поля;

спектральные характеристики: разностное поле $\delta f(\tau_1, \tau_2)$, мощность спектра и фазовый сдвиг k -й гармоники поля;

автокорреляционные характеристики полей: средний по четырем разнонаправленным профилям радиус корреляции, максимальный и минимальный радиус корреляции, корреляционный показатель изотропности поля;

взаимокорреляционные характеристики: среднее по четырем профилям значение момента взаимной корреляции при $\tau=0$; максимальный момент взаимной корреляции; смещение двух полей на плоскости наблюдений; азимут смещения.

Данный набор признаков вместе с другими геолого-геофизическими показателями достаточно полно характеризует особенности полей и возмущающих объектов их вызывающих.

Методика применения АСКИП. Рассмотрим методику применения распознающей системы АСКИП при изучении глубинного строения земной коры.

В первую очередь необходимо выделять классы геологических объектов, которые распространены в исследуемом регионе и которые необходимо изучить. Такое выделение осуществляется на основе всей имеющейся априорной геолого-геофизической информации. Такими классами могут служить, например на щитах, синклиналии и антиклиналии, глубинные разломы и интрузивные массивы. Далее выделяются хорошо изученные участки, которые служат эталонами и по которым формируются обучающие выборки для каждого класса. Вслед за этим намечаются характеристики физических полей, а также другие геолого-геофизические показатели, которые используются в качестве признаков. На первом этапе выбирается как можно больше характеристик. В дальнейшем на основе изучения их информативных свойств

размерность признакового пространства минимизируется по алгоритмам, заложенным в АСКИП. Естественно, первоначальный выбор признаков осуществляется с учетом того, что изучаются региональные структуры, а значит, должны использоваться характеристики, описывающие такие свойства региональных полей, как форма аномальных зон, направление изолиний поля, модуль и азимут градиента, корреляционные показатели, и т.д.

Получив информативный набор признаков, можно приступить к районированию территории. Для этого используются алгоритмы группирования с самообучением. В рамках выделенных однородных участков справедлив принцип аналогий, а потому, если хотя бы в незначительной части таких участков имеются эталонные данные, то геологическая принадлежность распространяется с эталонной области на весь участок.

Могут возникнуть ситуации, когда по комплексу данных выделяются области, в пределах которых имеются объекты нескольких классов более низкого уровня иерархии, и эти классы необходимо распознать. Примером подобной ситуации может служить такая, когда в рамках, например, антиклинория необходимо выделить такие подклассы, как горсты, грабены и крупные складки. В этом случае проводится разбиение соответствующего класса на подклассы вначале в режиме самообучения, а затем, после накопления эталонных данных, и в режиме обучения с учителем.

Однородные участки, в которые не попали эталонные данные, анализируются с точки зрения целесообразности постановки в них более детальных геолого-геофизических исследований (профили ГСЗ и др.) для получения возможности диагноза этих областей, т.е. установления геологической принадлежности.

Выделенные в процессе районирования однородные области определяют границы справедливости принципа аналогий, а следовательно, и область применимости корреляционно-регрессионного анализа для прогнозирования глубинных поверхностей раздела.

В заключение следует отметить, что так как процесс изучения глубинного строения земной коры основывается только на косвенных данных, то здесь, как ни в какой другой задаче, важно проводить комплексную интерпретацию данных. Распознающая система, предназначенная для решения задач диагноза и классификации, позволяет осуществить комплексную интерпретацию на строгой математической основе, а потому, несомненно, должна найти применение в построении гравитационной модели земной коры.

Л и т е р а т у р а

1. Берлянд Н.Г. Математические методы интерпретации геомагнитного поля. - Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1974, № 5, с.96-112.
2. Вапник В.Н., Червоненко А.Я. Теория распознавания образов. М., "Наука", 1974. 416 с.
3. Николенко В.Н. Непараметрический алгоритм распознавания. "Щит-1". - В кн.: Распознавание образов. К., 1976, с.53-67.

4. Николенко В.Н. Самообучающиеся системы классификации, основанные на использовании функций близости. - Автоматика, 1972, № 6, с.50-60.
5. Шлезингер М.И. О самопроизвольном различении образов. - В кн.: Читающие автоматы. К., 1965, с.38-45.
6. Юдин Д.Б. Математические методы управления в условиях неполной информации. М., "Сов.радио", 1974. 400 с.

УДК 550.3:551.241 (477)

О.Б.Гинтов, Т.П.Шевченко

СООТНОШЕНИЕ ГЛУБИННЫХ И ПОВЕРХНОСТНЫХ ГРАНИЦ ЗЕМНОЙ КОРЫ УКРАИНСКОГО ШИТА ПО ДАННЫМ ГРАВИМЕТРИИ И ГСЗ

В объяснении природы региональных гравитационных аномалий Украинского щита существуют три основные гипотезы, сформулированные еще до проведения здесь широких исследований методом ГСЗ, однако прямо связанные с представлениями о глубинной структуре земной коры.

Первая гипотеза принадлежит Г.К.Кужелову [6] и состоит в том, что выявленные в пределах УЩ региональные гравитационные максимумы отвечают крупным синклиориям, сложенным древними осадочно-метаморфическими и вулканогенными породами, тогда как минимумы фиксируются над антиклинориями, характеризующимися широким развитием гранитоидных комплексов.

Представления Г.К.Кужелова неразрывно связаны с господствовавшей в то время идеей батолитовой формы гранитных массивов, внедрения их в глубинных зон в вышележащие осадочно-метаморфические образования. Подобную точку зрения, несмотря на то, что ее до сих пор придерживаются многие геологи и геофизики, нельзя считать обоснованной. Представления об антиклинорном характере большинства участков широкого развития гранитоидов не увязываются с данными о распространении здесь осадочно-метаморфических серий более молодого возраста в сравнении с породами соседних участков. В северо-западной и центральной части щита, например, максимальное развитие гранитов связано с нижнепротерозойскими породами тетеревской и ингульской серий, располагающимися между архейскими блоками.

Вторая группа гипотез основывается на представлении о латеральной неоднородности земной коры УЩ, состоящей из чередующихся разуплотненных и уплотненных участков, которые отражаются в поле силы тяжести, соответственно региональными минимумами и максимумами. Впервые на это указал О.И.Слензак [7], который рассматривает все многообразие пород щита как результат метаморфической дифференциации первичной коры в твердом состоянии, отводя главную роль зонам разуплотнения за счет разломной гранитизации. Эти зоны автор оконтуривает по линейным гравитационным минимумам, рассматривая соседние с ними максимумы силы тяжести как результат влияния менее гранитизированных участков. Зоны разломной гранитизации, по

О.И.Слензаку, захватывают не только кору, но и часть верхней мантии, поэтому гравитационным минимумам должны отвечать также участки погружения границ Конрада и Мохоровичича.

Г.Я.Голыздра [4, 5], А.О.Шмидт и др. [10] также придерживаются взгляда на латеральную неоднородность земной коры в пределах Ущ. Г.Я.Голыздра, признавая латеральную неоднородность коры изначальной, разбивает кору щита на изостатически уравновешенные блоки с плотностью, которая в первом приближении прямо коррелируется с величиной и знаком аномалий силы тяжести. В соответствии с принципами изостазии, положение границы М в каждом блоке должно быть таким, чтобы масса единичного коро-мантийного столба любого блока выше уровня компенсации была одинаковой. Поэтому автор полагает, что под "плотными" блоками (им отвечают гравитационные максимумы) поверхность М должна быть опущенной, а под "легкими" - приподнятой. Подобный разрез коры предполагается, в частности, для района известных Голованевского максимума и Уманского минимума [5].

Еще один взгляд на природу региональных гравитационных аномалий Ущ, предложенный К.Ф.Тяпкиным [9], состоит в том, что плотность земной коры, разделенной на ограниченные глубинными разломами приподнятые и опущенные блоки, постепенно увеличивается с глубиной. В приподнятых блоках все плотностные границы, в том числе и поверхность М, располагаются выше, чем в соседних опущенных, поэтому им отвечают максимумы силы тяжести. Поскольку К.Ф.Тяпкин придерживается идеи равномерного и неуклонного возрастания плотности коры с глубиной, он считает, что блоки с различным уровнем эрозийного среза должны обязательно различаться и плотностью выходящих на поверхность комплексов.

Близкого взгляда на природу региональных гравитационных аномалий придерживается также один из авторов настоящей статьи [1, 3], с тем отличием, что плотность коры, по его мнению, увеличивается с глубиной не непрерывно, а скачками, т.е. внутри коры выделяется не множество, а несколько главных плотностных границ. На эту мысль наводит тот факт, что нередко блоки с различной интенсивностью аномалий гравитационного поля (например, Бердичевский, Старо-Константиновский и Хмельницкий в западной части щита) на поверхности сложены породами одинаковой плотности. С позиции непрерывного увеличения плотности с глубиной этот факт необъясним, а признание ограниченного числа глубинных плотностных границ позволяет предполагать, что в данном случае в более приподнятых блоках (Бердичевском и Хмельницком) эти границы не выведены на поверхность. Второй подход более близок к геологическим представлениям о строении земной коры, в частности, о наличии структурно-формационных этажей.

Основные плотностные границы, по нашему мнению, соответствуют разделам осадочный слой - фундамент, "гранитный" слой - гранулитовый слой,

гранулитовый слой - "базальт" - раздел М. Возможно, существует еще одна или несколько плотностных границ в нижней части коры.

Подобная модель коры была применена при изучении природы Голованевского гравитационного максимума и Уманского минимума. При количественном подборе получено, в противовес представлениям Г.Я.Голлиздры, что раздел М в Голованевском блоке по сравнению с Уманским приподнят на 6 км [1].

Таким образом, уже до проведения исследований методом ГСЗ существовали две противоположные точки зрения на природу региональных гравитационных аномалий УЩ и их связь с мощностью коры.

Глубинные сейсмические зондирования по профилю УЩ и особенно по профилю УЩ' дали материал, более близкий второй позиции, согласно которой региональным гравитационным максимумам должны отвечать высокие отметки поверхности М, а минимумам - низкие. На рис.1 приведены гипотетические схемы строения Голованевского и Уманского блоков, отражающие оба взгляда на природу аномалий, а также положение границы М по данным ГСЗ.

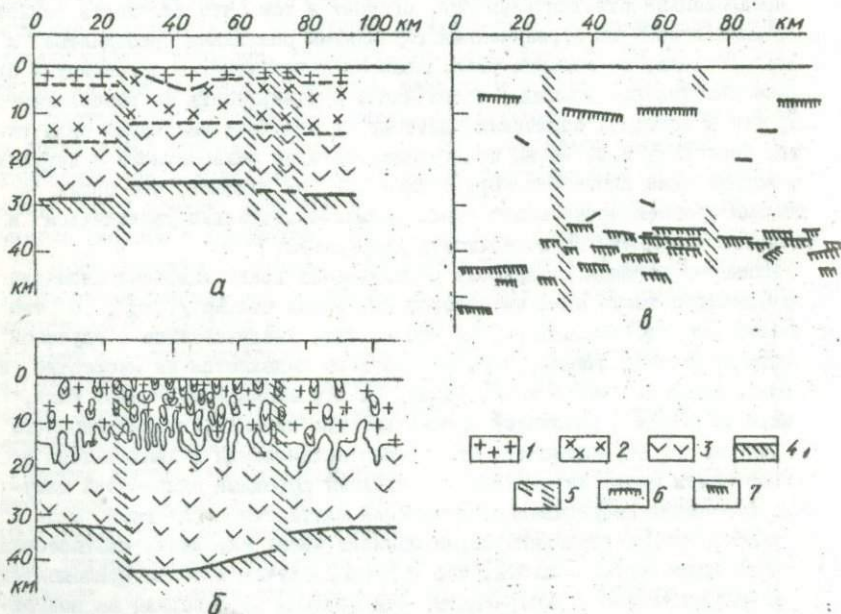


Рис.1. Сопоставление гипотетических разрезов земной коры Голованевского и Уманского блоков с данными ГСЗ. Разрезы: а - по О.В.Гинтову (1972); б - по Г.Я.Голлиздре и А.К.Ахметшиной (1972); в - сейсмогеологический разрез по В.В.Соллогубу (1972); 1 - "гранитный" слой; 2 - "гранулитовый" слой; 3 - "базальтовый" слой; 4 - мантия; 5 - разломы; 6 - раздел Комрада; 7 - раздел Мохоровичича.

Анализ материалов ГСЗ по всем профилям, пересекающим щит, приводит к следующему качественному выводу о сопоставимости сейсмических и гравиметрических данных в отображении положения поверхности М: общая тенденция в распределении региональных гравитационных аномалий и неровностей поверхности М состоит в том, что относительно приподнятым участкам мантии отвечают максимумы силы тяжести (или нормальные значения), а относительно опущенным — минимумы (или нормальные значения).

На корреляционной диаграмме $H-g$ (если значения отметок поверхности Мохоровичича H и соответствующие им значения аномалий Буге g вычислены как отклонения от среднего уровня этих величин) приведенный выше вывод должен выразиться в том, что значимо большое количество точек диаграммы располагается в квадрантах I и III либо на координатных осях.

Были проанализированы сейсмические и гравиметрические материалы по УШ профилю ГСЗ. Точки для сравнения брались через каждые 25 км. Из 20 точек в нужные квадранты и на координатные оси попали 18, однако коэффициент корреляции оказался низким (0,3). Тогда корреляционный анализ был выполнен для локализованных значений отметок рельефа М и гравитационного поля, полученных посредством осреднения по трем точкам (через 50 км) и последующего вычитания из исходных значений. Из 19 точек в квадранты I и III, а также на координатные оси попало 17. Коэффициент корреляции 0,7. Корреляционная диаграмма $\Delta H - \Delta g$ приведена на рис.2.

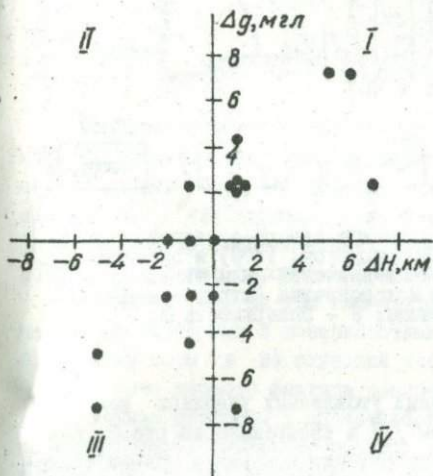


Рис.2. Корреляционная диаграмма $\Delta H - \Delta g$ по УШ профилю ГСЗ.

Из анализа были исключены отдельные аномальные точки, отвечающие таким структурам, как Криворожский, Верховцевский и Сурский синклинории. Аномалии над этими структурами, несмотря на большие размеры и интенсивность, не могут считаться региональными, так как обусловлены породами лишь самого верхнего структурного этажа — железистыми кварцитами и метабазами.

Повышение коэффициента корреляции между параметрами H и g при переходе от исходных значений к локализованным имеет весьма существенное значение и показывает, что для условий щита прямая корреляция между этими факторами существует в рамках некоторых размеров

блоков. Для более крупных участков коры корреляция нарушается, либо существует какая-то иная зависимость.

Поскольку в блоках земной коры с повышенным уровнем гравитационного поля на поверхность выведены, как правило, более древние и более глубинные образования, чем в блоках с относительно низкими аномальными значениями силы тяжести, приведенные выше геофизические соотношения можно перевести на геологический язык и заключить, что блоковой структуре Ущ присуще конформное соотношение глубинных и поверхностных границ: поднятые (по наблюдениям поверхностного геологического строения) блоки характеризуются тонкой корой, опущенные — толстой.

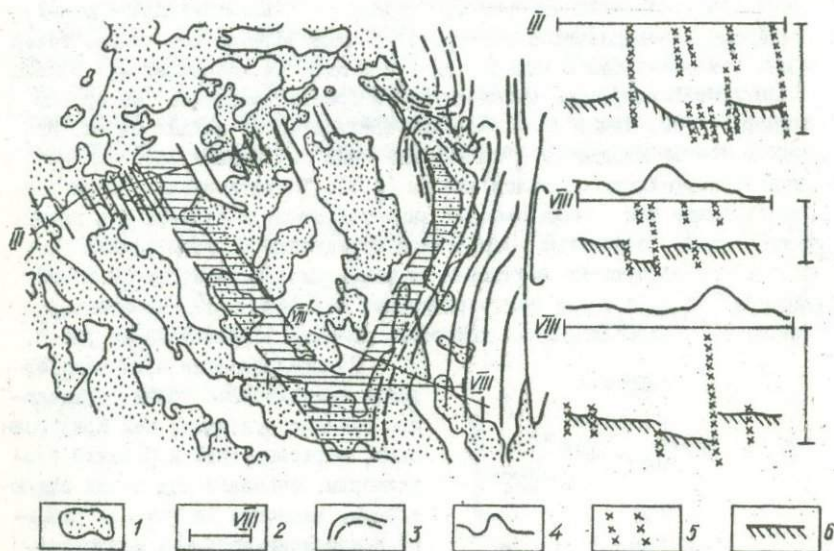


Рис.3. Схема рельефа поверхности Мохоровичича северо-западной и центральной части Украинского щита (по В.Б.Соллогубу, 1970) и элементы гравитационного поля: 1 — участки повышенных значений силы тяжести; 2 — профили ГСЗ; 3 — изогипсы поверхности Мохоровичича (штрих — менее достоверные); 4 — кривые Δg ; 5 — разломы; 6 — поверхность М.

Первое представление о расположении утолщенных участков земной коры в пределах Ущ дано В.Б.Соллогубом [8] и изображено на рис.3. Как следует из рисунка, на большей части территории впадины в мантии совпадают с минимумами гравитационного поля*.

* Исключение составляет район к северу от Канева, где депрессия в поверхности Мохо совмещается с максимумом гравитационного поля, но здесь нет надежных сейсмических данных.

Учитывая данные рис.3, а также приведенные выше соотношения между рельефом поверхности М и характером аномалий силы тяжести, мы позволили себе, используя гравиметрические материалы, дать более детальную схему расположения утолщенных участков земной коры северо-западной и центральной части Ущ, приведенную на рис.4. При этом изогипсы поверхности М не проводились, так как изображенные на рисунке впадины в мантии могут занимать различный гипсометрический уровень, зависящий от более глобальных причин.

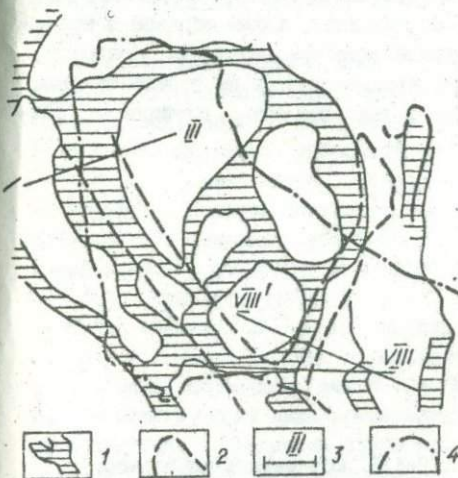


Рис.4. Схема расположения утолщенных участков земной коры по данным ГСЗ и гравиметрии: 1 - участки толстой коры; 2 - контур впадины в поверхности М, показанных на рис.3; 3 - профили ГСЗ; 4 - контур щита.

Конформное соотношение глубинных и поверхностных границ земной коры Ущ является несколько необычным в сравнении с более привычным явлением наличия "корней" под поднятиями и "антикорней" под впадинами, связываемым, как правило, с компенсационными процессами типа инверсий, базификации, сохранения момента количества движения и др. Вместе с тем подобный характер строения коры щита объясним.

Можно указать на два главных фактора, способствующих конформному положению глубинных и поверхностных границ щита: 1) относительно мелкую блокировку коры и 2) глубокий эрозионный срез щита.

Влияние первого фактора заключается, по-видимому, в том, что компенсационные процессы в надастеноферном слое, ведущие к обращенности поверхностных и глубинных границ, возможны лишь в блоках земной коры, горизонтальные размеры которых превышают некоторый предел. Последний составляет единичную, а, возможно, и удвоенную мощность коры. При меньших размерах блок ведет себя как жесткая система, лишенная активного внутреннего развития.

Можно увидеть связь между высказанным допущением и приведенными ранее данными о повышении коррелируемости параметров H и g при це-

реходе от исходных значений к локализованным. Средние поперечные размеры перемещенных друг относительно друга блоков Ущ 40 - 50 км, т.е. приблизительно равны мощности коры. При осреднении отметок поверхности М с радиусом 50 км решающее значение приобретают неровности именно таких размеров, а влияние неровностей большего радиуса, которое, возможно, скомпенсировано какими-либо геологическими или физико-химическими процессами, резко ослаблено.

Пример, когда компенсационные процессы, ведущие к обращенности рельефа верхних и нижних границ, развиваются в крупном блоке и отсутствуют в мелких, показан на рис.5. Он поясняет, каким образом в пределах Украинского щита на плавные крупномасштабные изменения мощности земной коры могут накладываться относительно мелкие по горизонтальным размерам неоднородности, ограниченные, как правило, глубинными разломами.

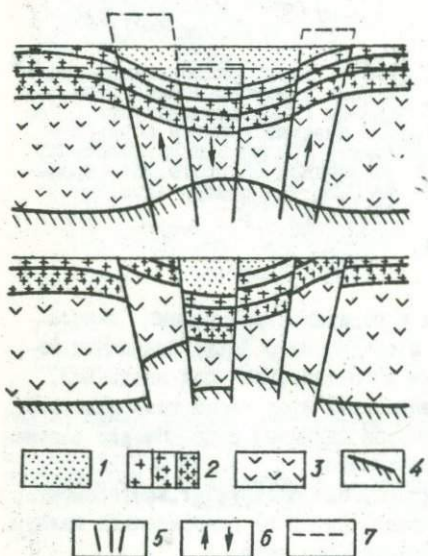


Рис.5. Объяснение конформного характера глубинных и поверхностных границ в случае мелкой блокировки коры:

1 - осадочный слой; 2 - три структурных этапа "гранитного" слоя; 3 - "гранулитобазальтовый" слой; 4 - мантия; 5 - разломы; 6 - направление движения блоков; 7 - линия эрозионного среза.

Наличие глубокого эрозионного Ущ (второй фактор) доказывается широким развитием на поверхности образований гранулитовой фации, а также уменьшением степени гранитизации пород с глубиной. Последнее свидетельствует о том, что на многих участках щита современный эрозионный срез проходит ниже главной зоны гранитизации [27] того структурного этапа, который выведен в данный момент на поверхность. Можно показать, что в

этих условиях также должен наблюдаться необращенный характер древних поверхностных и глубинных границ.

Для этого необходимо хотя бы схематичное представление о механизме такого обращения. В настоящее время наиболее геологичным может считаться представление о формировании утолщенных зон земной коры или так называемых "корней гор".

Вот как выглядит схема формирования нижнепротерозойского структурного этажа в условиях плавного прогибания архейского фундамента и более быстрого опускания по разломам некоторого локального участка земной коры (трога).

На участках относительно слабого прогибания накапливается толща осадков, которая в нижних горизонтах регионально метаморфизуется и мигматизируется. Процесс не доходит до стадии всеобщего гранитообразования. Возможно формирование небольших согласных тел автохтонных гранитов.

В центральном блоке, где толща накопленных осадков мощнее и опущена глубже, в область соответствующих давлений и температур, на границе архейского и нижнепротерозойского структурных этажей возникает зона интенсивной гранитизации и магмообразования со значительным увеличением объема гранитизируемых пород. Гранитные массы устремляются вверх, сминая в складки вышележащие гнейсы и сланцы, формируя реоморфические купола, а в более высоких горизонтах прорывая все толщи и внедряясь в виде штоков, батолитов, жил и т.д. Породы архейского фундамента, залегающие ниже главной зоны гранитизации, в верхней своей части также гранитизируются, подвергаясь процессам высокотемпературного диафореза и несколько изменяя свой первоначальный структурный план [27].

Рассмотренный процесс, описанный нами весьма схематично (для целей данной статьи более подробного рассмотрения не требуется), в конечном итоге приводит к инверсии складчатой зоны, образованию горного сооружения. И если в нижней части разреза центрального блока продолжает существовать трог, впадина в подкоровых горизонтах, то в верхней части сформировалась положительная структура. Граница между этими двумя обращенными структурами проходит внутри главной зоны гранитообразования. Однако, как было показано выше, современный эрозионный орез северо-западной и центральной части щита проходит ниже главной зоны нижнепротерозойской гранитизации, поэтому внутри центрального блока должна наблюдаться не инверсировавшая часть складчатой зоны, т.е. трог.

Л и т е р а т у р а

1. Гинтов О.Б. О геологической природе Голованевского гравитационного максимума Украинского щита. - В кн.: Вопросы геофизических исследований на Украине. К., 1972, с.74-84.

2. Гинтов О.Б. О трех зонах земной коры Украинского щита и принципе "выше или ниже главной зоны гравитации". - Геол. журн., 1973, 33, вып.4, с.92-99.

3. Гитов О.Б. Про розломно-блокову структуру північно-західної і центральної частини Українського щита. - Допов. АН УРСР. Сер.Б, 1973, № 10, с.904-906.
4. Голиздра Г.Я., Ахметшина А.К. О природе обширных гравитационных аномалий Украинского щита. - Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1972, № 8, с.91-99.
5. Голиздра Г.Я. Об изостатическом равновесии земной коры Украинского щита. - Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1972, № 10, с.44-55.
6. Кужелов Г.К. Отражение складчатой тектоники Украинского щита в магнитном и гравитационном полях. - Сов. геология, № 4, 1964, с.75-87.
7. Слензак О.І. Про структуру українського докембрія. К., "Наук. думка", 1965, 140 с.
8. Соллогуб В.Б. Структура земной коры Украины. - Геофиз. сборник, 1970, вып.38, с.22-35.
9. Тяпкін К.Ф. Про інтерпретацію гравітаційних ступенів на щиті. - Допов. АН УРСР. Сер.Б, 1966, № 5, с.611-614.
10. Шмидт А.О., Титов В.К., Топоркова Н.Г. и др. Глубинное строение Украинского щита и некоторые особенности его металлогении. - В кн.: Металлогения докембрія. Л., 1975, с.108-110.

УДК 550.831

В.Д.Омельченко

О ХАРАКТЕРЕ ЗАВИСИМОСТИ МЕЖДУ УПРУГИМИ И ПЛОТНОСТНЫМИ ПАРАМЕТРАМИ ДЛЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Общезвестно, что между плотностью горных пород и скоростью сейсмических волн в них существует статистическая связь. Степень связи обычно зависит от географического положения, т.е. для каждого района существует своя связь, методик получения физических параметров и т.д. И это весьма существенно, так как нет и не может быть универсальной зависимости между скоростью и плотностью для всех регионов. Весьма характерен тот факт, что для консолидированной коры такая связь более общая, чем для осадочного чехла.

Знание зависимости между плотностью горных пород и скоростью сейсмических волн необходима для создания плотностей модели земной коры с учетом данных ГСЗ.

Нам представилась возможность по данным ГСЗ, а также лабораторных исследований на образцах горных пород Донбасса (А.З.Широков, Ю.И.Белоцерковец, 1970-1971) рассмотреть наличие статистической связи между плотностью и скоростью для земной коры Днепровско-Донецкого авлакогена (ДДА).

В таблице представлены обобщенные данные для восточной и западной части ДДА по пр. ГСЗ-КМПВ XII. Наблюдается некоторое отличие между западом и востоком по физическим параметрам.

Графики, составленные нами (рис.1), показывают степень связи между плотностью и скоростью с учетом возраста пород, слагающих данный слой или этаж. Весьма интересно, что породы предположительно девонско-ри-

Геологическая привязка	Плотность ρ , г/см ³	Скорость (пластов) v , км/с	Избыточная плотность $\Delta\rho$, г/см ³	Геологическая привязка	Плотность ρ , г/см ³	Скорость (пластов) v , км/с	Избыточная плотность $\Delta\rho$, г/см ³
Западная часть профиля ГСЗ XII				Восточная часть профиля ГСЗ XII			
<i>MZ + KZ</i>	2,0 ± 0,2	4,5 ± 0,2	0,3	<i>MZ + KZ</i>	2,2 ± 0,2	4,5 ± 0,5	0,3
<i>C₃</i>	2,5 ± 0,1	5,3 ± 0,2	0,2	<i>C₃</i>	2,5 ± 0,1	5,0 ± 0,2	0,15
<i>C₂</i>	2,6 ± 0,1	5,3 ± 0,1	0,15	<i>C₂</i>	2,65 ± 0,1	15,5 ± 0,2	0,10
<i>C₁</i>	2,70 ± 0,2	5,7 ± 0,2	0,07	<i>C₁</i>	2,75 ± 0,1	15,8 ± 0,2	0,05
<i>R + P₁</i>	2,7 ± 0,05	5,9 ± 0,1	0,11	<i>R + P₁</i>	2,7 ± 0,05	5,9 ± 0,2	0,08
"Гранитный" слой	2,75 ± 0,1	6,4 ± 0,2	0,10	"Гранитный" слой	2,77 ± 0,05	6,5 ± 0,2	0,1
"Базальтовый" слой	2,9 ± 0,1	7,0 ± 0,1	0,1-0,4	"Базальтовый" слой	2,9 ± 0,1	7,0 ± 0,1	0,1-0,4
Консолидированная кора	2,85 ± 0,1	6,7 ± 0,1		Консолидированная кора	2,85 ± 0,1	6,7 ± 0,1	
Раздел Моховичича	3,3 ± 0,2	8,0 ± 0,2		Раздел Моховичича	3,3 ± 0,2	8,0 ± 0,2	

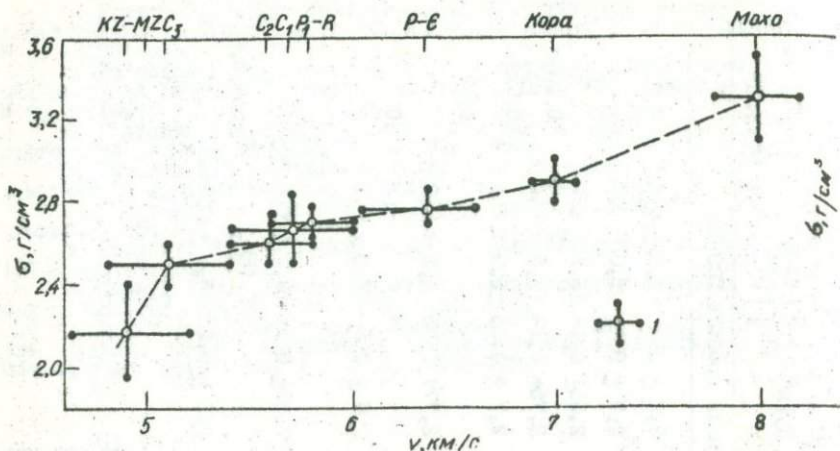


Рис.1. Характер зависимости между плотностью горных пород σ и скоростью сейсмических волн v для Днепровско-Донецкого авлакогена с учетом возраста отложений: 1 - разброс значений σ и v .

фейского возраста характеризуются уменьшением плотности и скорости по сравнению с отложениями карбона, который отличается довольно высокой плотностью (2,7 - 2,8 г/см³), иногда и выше, при значениях скоростей 5,8 - 6,2 км/с (рис.2).

Данные по изучению изменения скорости и плотности от глубины (естественно, и от статистического давления) указывают на градиентность среды земной коры ДДА.

Статистическая связь между плотностью и скоростью для ДДА (восточная часть) с учетом возраста образования горных пород, слагающих данные слои, отмечает:

- 1) резкое увеличение плотности при незначительном увеличении скорости для отложений мезокайнозоя (MZ - KZ);
- 2) плавную, почти линейную зависимость для верхов земной коры;
- 3) некоторое увеличение скорости и плотности в низах коры.

Характер связи между плотностью горных пород (σ) и скоростью сейсмических волн в них (v) для ДДА можно выразить соотношением

$$\sigma = 0,28 v + 1,05 \text{ г/см}^3,$$

где v - пластовая скорость, км/с.

Характерно, что для условий Прикаспийской впадины Е.А.Козловым и Ю.П.Гладких получены подобные соотношения между упругими параметрами

$$\sigma = 0,27 v + 1,08 \text{ (г/см}^3\text{)},$$

$$\sigma = 0,207 v + 1,55 \text{ (г/см}^3\text{)}.$$

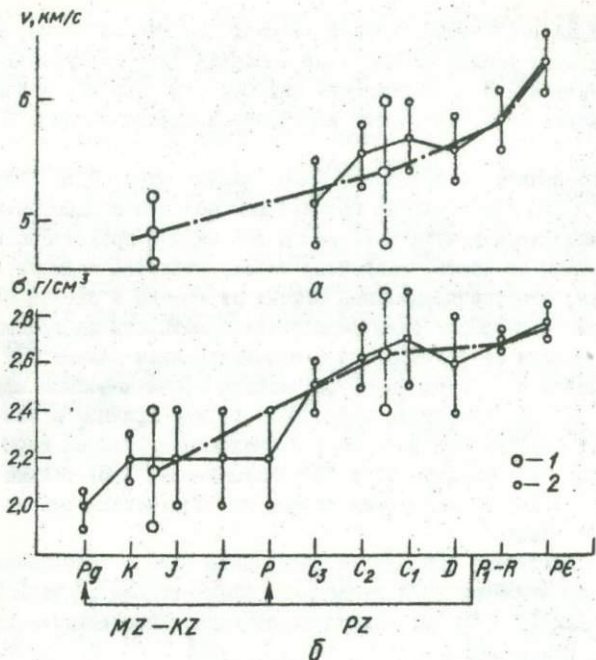


Рис.2. Зависимость скорости сейсмических волн (а) и плотности горных пород (б) от возраста отложений осадочного чехла Днепровско-Донецкого авлакогена: 1 - мезокайнозой (MZ-KZ) и палеозой (PZ); 2 - дифференциация по периодам.

Нами проведено сопоставление характеров связи между скоростью и плотностью, полученных для следующих регионов: Днепровско-Донецкий авлакоген (наши данные), Украинский щит (А.Я.Дьячкова, Т.С.Лебедев), Прикаспийская впадина (Е.А.Козлов, Ю.П.Гладких), Индийский щит (С.Баллакришна) и Канадский щит (Ф.Берч).

В результате отмечается следующее.

Для незначительных глубин (0 - 10 км) при $\sigma = 2,0 + 2,7 \text{ г/см}^3$ и $v \approx 6,0 \text{ км/с}$ наблюдается отличие характеров связи. В частности, для Украинского щита скорости 5,0 км/с соответствует плотность $2,58 \text{ г/см}^3$, тогда как для Канадского и Индийского щитов при этой же скорости - $2,52 - 2,54 \text{ г/см}^3$.

В области больших глубин (10 - 50 км) и соответственно больших упругих параметров $2,7 \approx \sigma \approx 3,3 \text{ (г/см}^3)$ и $6,0 \leq v \leq 8,2 \text{ (км/с)}$ наблюдается идентичность характеров связи, что свидетельствует об универсальной зависимости между плотностью и скоростью для низов континенталь-

ной коры, тогда как отличие в таких связях для верхней коры, по-видимому, и объясняет различный характер аномалий Буге для указанных выше регионов. Действительно, Украинский щит отмечается положительными значениями аномалий Буге, тогда как Индийский и Канадский щиты - отрицательны.

Учитывая данные зависимости, нами сделана попытка исследовать гравитационное поле вдоль ДДА. По результатам анализа создается впечатление, что земная кора нечувствительна к изменениям гравитационного поля и только верхняя ее часть, осадочный чехол, является аномалеобразующей.

Учитывая, что гравитационный эффект от границ в земной коре определяется двумя факторами: величиной скачка плотности на границе и амплитудой колебания ее рельефа, мы с использованием данных ГСЗ вдоль профиля XII Полтава - Свердловск, рассчитали гравитационный эффект для земной коры ДДА при следующих вариантах: 1) все границы в земной коре аномалеобразующие (вплоть до Мохо); 2) консолидированная кора не разделена на слои "Г" "гранитный" и "Б" "базальтовый"; 3) только осадочный чехол до 22 км; 4) осадочная толща, за исключением девонских и рифейских отложений.

В итоге наилучшее совпадение расчетного поля с наблюдаемым для варианта 4. По-видимому гравитационный эффект только от верхней части земной коры (до 10 - 15 км) полностью объясняет наблюдаемое поле.

Л и т е р а т у р а

1. Берч Ф., Шерер Д., Спайсер Т. Справочник для геологов по физическим константам. М., Изд-во иностр. лит., 1949. 540 с.
2. Волярович М.П., Белоцерковец В.И., Широков А.З. Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. К., "Наук.думка", 1971. 175 с.
3. Карпинская Н.Н. Плотностные разрезы осадочных отложений Днепровско-Донецкой впадины. - В кн.: Геофизические исследования на Украине. К., 1969, с.82-89.
4. Лебедев Т.С., Шаповал В.И., Корчин В.А. Упругие свойства горных пород при высоких давлениях. К., "Наук.думка", 1972. 184 с.

УДК 550.312 (479)

Т.Н.Сироткина

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ИНФОРМАТИВНОСТЬ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ В РАЗНЫХ РЕДУКЦИЯХ (на примере Кавказа)

Для разделения сложного аномального гравитационного поля широко применяются разнообразные трансформации - пересчеты на разные уровни, осреднение и др. Практика показывает, что эти формальные приемы преобразования поля не всегда эффективны. Более эффективны геологические способы разделения, но их применение ограничено из-за недостатка исходной информации.

Применительно к этой цели нами изучались возможности других редуций силы тяжести - изостатической и Грааф-Хантера [1 - 3]. Использование последних в геологии практикуется редко вследствие как трудоемкости вычислений и неясности в выборе исходных параметров, так и недостаточной изученности их информативных особенностей.

Для выяснения этих вопросов удобен Кавказ - регион, достаточно полно изученный геологическими методами и ГСЗ, характеризующийся большой контрастностью аномалий Δg (во всех редуциях), тектонических структур, типов земной коры и дневного рельефа. Полученные здесь эмпирические связи аномалий Δg с особенностями строения будут наиболее значимы и дадут представление о сравнительной информативности отдельных редуций.

Для Кавказа проанализировано гравитационное поле в редуции Буге (g_B), изостатической (g_H) и Грааф-Хантера ($g_{Г-Х}$) с радиусами осреднения рельефа (R) 50, 80, 180 км, а также соответствующие поля остаточных аномалий - $g_B - g_H$, $g_B - g_{Г-Х}^{50}$, $g_B - g_{Г-Х}^{80}$, $g_B - g_{Г-Х}^{180}$.



Рис.1. Схемы аномалий силы тяжести Кавказа:

А - в редуции Буге; Б - в изостатической редуции, $T=30$, $\Delta\sigma=0,6$ (по М.Е.Артемяеву и др., 1973); В - в редуции Грааф-Хантера, $R=80$ км.

Схемы аномалий в соответствующих редуциях приведены на рис.1, где видно, что по общему рисунку поля и знаку аномалий весьма сходны друг с другом схемы g_H и $g_{Г-Х}$ и существенно отличаются от схемы аномалий Буге, общая амплитуда которых значительно больше. Наиболее интенсивные максимумы на схеме g_B отмечаются в центральной части Черного моря и в области Талышских гор, а на двух других - лишь в узких зонах, отвечающих мегаантиклиналям Большого и Малого Кавказа и Талыша. Существенно различно на схемах и положение региональных минимумов. В целом аномальные зоны на схемах $g_{Г-Х}$ и g_H хорошо сопоставляются с тектонической зональностью, при этом знак структур совпадает со знаком

аномалий - прогибам соответствуют минимумы, а антиклинориям - максимумы Δg . Схемы остаточных аномалий - $g_B - g_M$, $g_B - g_{r-x}^{80}$ и др. подобны друг другу и отличаются лишь своей интенсивностью. Для них характерен более простой рисунок и зеркальное отображение макрорельефа дневной поверхности: интенсивные минимумы фиксируются над орогенами Большого и Малого Кавказа, а максимум - в районе Черного моря.

Нами изучались статистические связи аномалий между собой и с другими параметрами, характеризующими современное строение региона - мощность осадочного комплекса (H_{oc}), глубинами до кристаллического фундамента ($H_{ф}$), границ Конрада (H_k) и Мохоровичича (H_M), функциями $\phi_n = 2H_{oc} + H_{ф}$ и $\phi_r = 0,5H_k + H_M$, высотой дневного рельефа (H_p) и др. Для анализа были использованы данные ГСЗ, выполненные на Кавказе и в акваториях Черного и Каспийского морей.

Установлено, что практически полностью коррелируются между собой ($r = +0,88 \pm 0,93$) аномалии Граф-Хантера (со всеми радиусами осреднения рельефа) и изостатические. Значимо коррелируются друг с другом и остаточные аномалии в названных редукциях ($r = +0,90 \pm 0,97$). Аномалии Буге не коррелируются с g_{r-x} и g_M ($r = \pm 0,21 \pm 0,02$), но достаточно жестко связаны ($r = 0,82 \pm 0,87$) с остаточными аномалиями.

Группа	Параметр	Коэффициент корреляции r					
		H_{oc}	$H_{ф}$	H_k	H_M	ϕ_n	ϕ_r
1	Высота рельефа H_p	-0,712	-0,527	+0,728	+0,902	-0,722	+0,896
2	$g_M, g_{r-x}^{80}, g_{r-x}^{100}$	-0,72	-0,73	-	-	-0,76	-
3	$g_B - g_{r-x}^{80}; g_B - g_{r-x}^{100}; g_B - g_M$	-	-	-0,74	-0,87	-	-0,88

Выявлены три группы значимо коррелирующихся величин (см. таблицу). Связи первой группы отображают объективные особенности реально существующих в регионе структур. Геологическая природа аномалий раскрывается из связей второй и третьей групп. Из приведенной таблицы и рис. 2 и 3 видно, что аномалии g_M и g_{r-x} отображают, в основном, структуры приповерхностной части разреза ($H_{oc}, H_{ф}$), а остаточные аномалии - глубинной его части (H_k, H_M).

Дисперсия точек для значимо коррелирующихся параметров (рис. 2 и 3), очевидно, вызывается плотностными неоднородностями толщ по латерали, влиянием краевых эффектов структур и погрешностями сейсмических и гравиметрических данных. Выявленные корреляционным анализом связи не менее отчетливо проявляются и на условном профиле, построенном на основе всей использованной выборки точек с профилями ГСЗ (рис. 4).

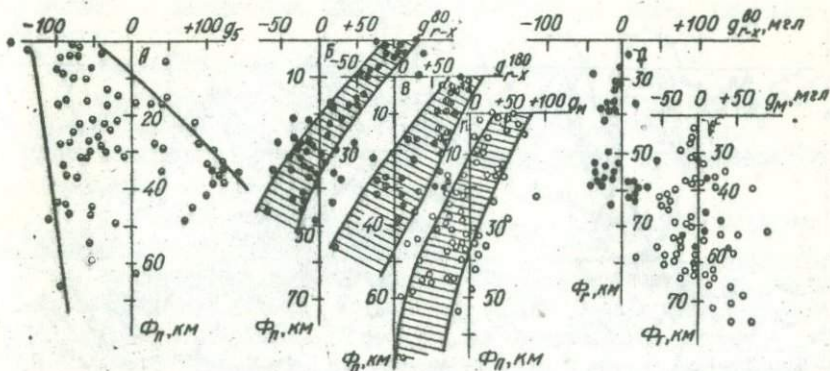


Рис. 2. Зависимость аномалий силы тяжести от величин Φ_g ($\Phi_g = 80$ км); Редукции: буквы в кружках А - Буге; Б, Д - Граф-Хантера ($\lambda = 80$ км); В - Граф-Хантера ($\lambda = 180$ км); Г, Е - изостатическая.

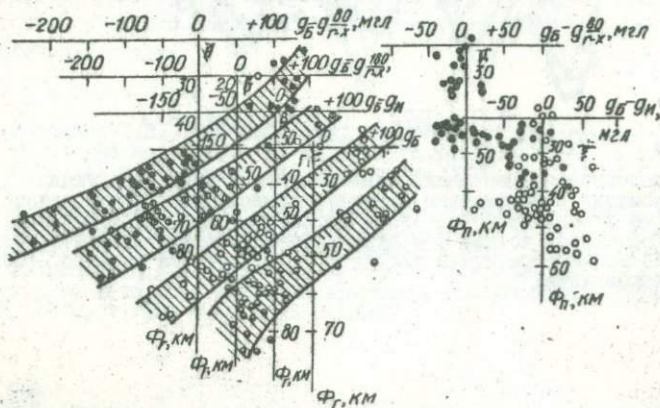


Рис. 3. Зависимость остаточных аномалий силы тяжести от величин Φ_g и Φ_n . Буквы в кружках: остаточные аномалии А, Д - $g_B - g_{B0}$; Б - $g_B - g_{B-X}$; В, Е - $g_B - g_n$; Г - редукция Буге.

Аномалии силы тяжести в редукции Буге по своей физической сущности представляют суммарный эффект влияний как от приповерхностной (Φ_n), так и глубинной (Φ_g) частей разреза. В регионах, где глубинные границы изменяются мало, в поле аномалий Буге более четко отображены приповерхностные структуры и наоборот. На Кавказе очень интенсивны и контрастны как приповерхностные ($\Phi_n - 0-50$ км), так и глубинные ($\Phi_g - 25-70$ км) структуры, их гравитационные эффекты велики и соизмеримы по абсолютным значениям, но местами обратны по знаку. В результате этого

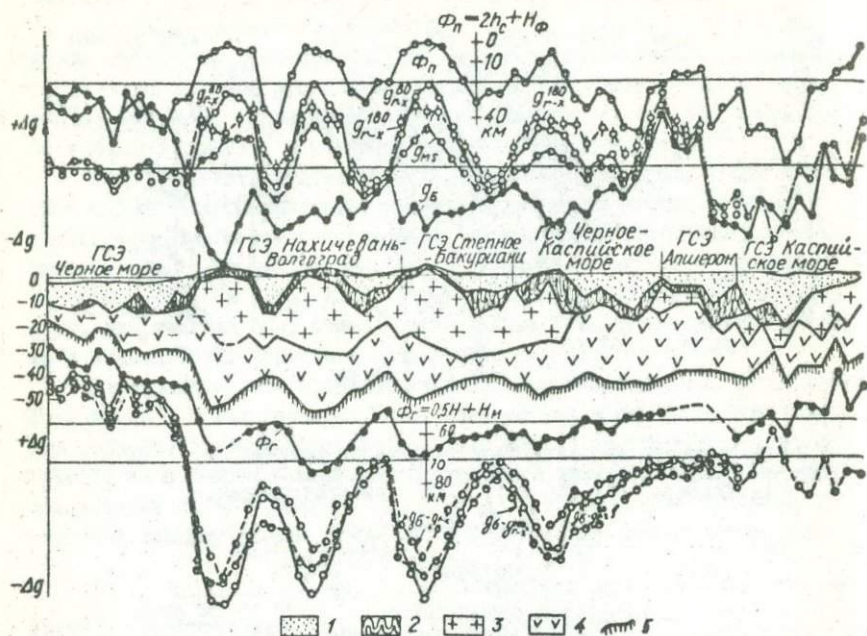


Рис. 4. Сопоставление аномалий силы тяжести в разных редукциях и остаточных аномалий с положением основных плотностных границ земной коры для Кавказа и акваторий Черного и Каспийского морей. Комплексы: 1 - платформенного чехла; 2 - складчатого фундамента; 3 - кристаллического фундамента (гранитный слой); 4 - базальтовый слой; 5 - поверхность Мохоровичича.

поле аномалий Буте (рис. 1, а) имеет сложный рисунок и трудно поддается геологической расшифровке. Здесь имеют место явления, сходные с теми, которые происходят при сложении волновых колебаний разной частоты и амплитуд: возникает "пучности" (сложение аномальных эффектов), "узлы" (их компенсация) и высшие гармоники ("ложные" аномалии).

Разделение суммарного поля Δg в этих условиях с помощью формальных приемов преобразований малоэффективно и может привести к ошибочным представлениям.

Проведенный анализ намечает новый путь разделения суммарного гравитационного поля Буте на глубинную и приповерхностную составляющие на основе использования редукций Граф-Хантера и изостатической. Его существенным преимуществом является простота, объективность и независимость от геологических данных. Этот путь реализован нами при тек-

тоническом районировании Кавказа и составлении карты глубинного строения.

На основании изложенного можно сделать выводы.

1. Аномалии силы тяжести в редукции Буге отображают суммарное влияние аномальных масс как глубинных, так и приповерхностных.
2. Аномалии g_{r-x} и g_u имеют единую природу и отображают, в основном, влияние приповерхностных масс.
3. Остаточные аномалии $g_b - g_u$, $g_b - g_{r-x}$ фиксируют, главным образом, глубинные аномальные массы.
4. Интенсивность аномалий g_{r-x} существенно зависит от принятого радиуса осреднения рельефа, но их конфигурация, знак и местоположение в рассмотренном диапазоне R практически не изменяются.
5. Анализ карт g_{r-x} , вычисленных с разными радиусами, и количественные расчеты по профилям ГСЗ позволяют считать оптимальным радиус в интервале 70 - 90 км, что согласуется с ранее данными рекомендациями [3, 4].
6. Прямое соотношение знаков аномалий g_{r-x} и g_u и тектонических структур позволяет использовать эти аномалии при решении широкого круга геологических задач.

Л и т е р а т у р а

1. Артемьев М.Е., Камбаров Н.Ш., Дасымов А. Изостатическое состояние южных районов СССР. - В кн.: Изостазия. М., 1973, с.67-75.
2. Артемьев М.Е. Изостазия территории СССР. М., "Наука", 1975. 215 с.
3. Ладнин А.В. Вопросы методики вычисления и геологического истолкования гравитационных аномалий Грааф-Хантера. - В кн.: Земная кора складчатых областей юга Сибири. Новосибирск, 1969, с.204-232.
4. Литинский В.А. Выбор универсальной редукции силы тяжести для геологического истолкования мелкомасштабных гравиметровых съемок. - ДАН СССР, 1970, т.192, № 6, с.1331-1334.

УДК 550.831

В.И.Старостенко, С.М.Оганесян, А.Н.Заворотько

О ПРОГРАММАХ РЕШЕНИЯ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ ГРАВИМЕТРИИ,
ПРИМЕНЯЕМЫХ ПРИ ИЗУЧЕНИИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

1. Основным методом построения гравитационной модели земной коры является метод подбора, который применяется в двух модификациях. Первая модификация - традиционная. При ее реализации интерпретатор, используя имеющуюся геолого-геофизическую информацию, строит предполагаемую плотностную модель района и решает для нее на ЭВМ прямую задачу гравиметрии. Затем вручную сопоставляются вычисленное и наблюдаемое гравитационные поля. В зависимости от степени их различий вносятся коррективы в гравитационную модель и для ее исправленного ва-

рианта вновь решается прямая задача и т.д. Этот процесс продолжается до получения модели, которая не противоречит имеющимся геолого-геофизическим сведениям о районе, и ее гравитационный эффект соответствует (в определенном смысле) наблюдаемому полю. Такой путь решения задачи лишен формализации и опирается на знания, опыт и интуицию интерпретатора.

Вторая модификация метода частично формализована. В ней на каждом шаге подбора решается не прямая, а обратная задача, т.е. в рамках сделанных предположений и гравитационной модели района, часть параметров которой известна и закреплена, ставится задача автоматического определения на ЭВМ таких значений незакрепленных параметров, при которых отклонение (в заранее определенном смысле) наблюдаемого и теоретического полей наименьшее. Такой способ решения задачи существенно облегчает интерпретатору процесс подбора, суть которого в этой модификации остается в том, что не все из закрепляемых параметров известны достоверно и поэтому модель, получаемая при решении обратной задачи, как правило, требует последующих уточнений. Вторая модификация метода особенно удобна и эффективна, если процесс подбора оснащен необходимыми вводными и выводными устройствами для ЭВМ, в частности, дисплеем [6].

2. Обратные задачи гравиметрии, в зависимости от определяемых параметров модели, делятся на линейные и нелинейные. Если контуры тел заданы и закреплены и определению подлежат плотности и их градиенты (описываемые полиномом), то задача — линейная. Если известны плотности геологических объектов, частично известны их контуры и определению подлежат неизвестная часть контуров, задача — нелинейная. Кроме того, в зависимости от геологического характера как линейные, так и нелинейные задачи удобно разделить на два класса: рудные и структурные. Эти классы относятся к изучению соответственно вертикально-слоистых и горизонтально-слоистых оруд.

Ниже, с учетом приведенной классификации обратных задач гравиметрии, дан краткий обзор разработанных авторами программ для ЭВМ "Минск-22". Программы (составленные в основном на алгоритмическом языке Алгам $\gamma 17$) удобны при изучении строения земной коры и верхней мантии.

Во всех случаях принимается, что наблюдения гравитационного поля выполнены на произвольном рельефе и геологический объект аппроксимируется совокупностью однородных (или неоднородных) тел достаточно простой геометрической формы. Кроме того, делается предположение, что известна степень полинома, которым описывается региональный фон на изучаемом участке. Задачи ставятся таким образом, что неизвестные параметры модели и коэффициенты определяются одновременно.

Обратные линейные задачи

1. Комплекс программ решения задачи с помощью чебышевской аппроксимации и методом наименьших квадратов с регуляризацией Тихонова [7].

Единичным телом в комплексе программы служит неоднородная (по вертикали) усеченная четырехугольная пирамида. Программа удобна для изучения рудных геологических образований, а также для решения структурных задач. При использовании чебышевской аппроксимации поиск искомым параметров осуществляется в рамках заданных ограничений.

2. Комплекс программ решения задачи с помощью устойчивых алгоритмов линейного и квадратичного программирования [5]. Комплекс решает те же задачи, которые описаны в работе [7], а также их частный случай - в качестве единичного тела используется однородная двумерная прямоугольная призма. Составлена также программа решения задачи (без ограничений на неизвестные) с помощью модифицированного метода Гаусса - Ньютона [4], который обладает устойчивыми свойствами.

3. В программах определения плотности горизонтальных слоев единичным телом служит однородная двумерная призма с сечением в виде трапеции с вертикальными боковыми сторонами. Назначение программы - изучение структурных образований. Для решения задачи используются те же алгоритмы, что и в предыдущих программах.

Обратные нелинейные задачи

1. Программы восстановления положения боковых сторон прямоугольных двумерных призм, размещенных в горизонтальных полосах. Назначение программы - изучение рудных образований. Постановка задачи и используемые алгоритмы ее решения изложены в работах [2, 3, 8, 9]. Алгоритмы позволяют решать задачу как без ограничений на неизвестные, так и с ограничениями, задаваемыми в виде системы линейных неравенств.

2. Программы восстановления нижней (верхней) контактной поверхности. В качестве единичного тела используются - двумерная прямоугольная призма и двумерная призма с сечением в виде трапеции с вертикальными боковыми сторонами. Для решения задачи применяются те же алгоритмы, что и для решения рудной.

Составляется программа восстановления нескольких контактных поверхностей (двухмерный случай).

При реализации алгоритмов во всех программах существенное внимание уделено экономизации вычислений и памяти ЭМ. Частично эти вопросы освещены в работе [8].

В целом описанные программы весьма удобны при построении гравитационных моделей по данным гравиметрических наблюдений. Особенно эффективно использование программы в сочетании с программами решения прямых задач гравиметрии.

Л и т е р а т у р а

1. Алгоритмы и алгоритмические языки. Вып.3. М., 1968. 96 с.
2. Гласко В.Б., Старостенко В.И. Регуляризирующий алгоритм решения системы нелинейных уравнений в обратных задачах геофизики. - Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1976, № 3, с.44-53.

3. Оганесян С.М. Обобщенный алгоритм решения задачи нелинейного программирования при ограничениях вида $a_k x \leq b$ и его использование в геофизике. - ДАН УССР. Сер.Б, 1975, № 12, с.1082-1086.
4. Ортега Дж., Рейнболдт В. Итерационные методы решения нелинейных систем уравнений со многими неизвестными. М., 1975, 558 с.
5. Старостенко В.И. Устойчивые алгоритмы квадратичного программирования и решение обратной задачи гравиметрии относительно плотностей. - Геофиз. сборник, 1975, вып.64, с.52-57.
6. Старостенко В.И., Дядюра В.А., Заворотько А.Н. Об интерпретации гравитационного поля методом подбора. - Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1975, № 4, с.78-85.
7. Старостенко В.И., Заворотько А.Н. Методика и комплекс программ решения обратной линейной задачи гравиметрии на ЭВМ "Минск-22". К., "Наук.думка", 1976. 64 с.
8. Старостенко В.И., Заворотько А.Н. Методика и результаты применения регуляризирующего алгоритма при решении обратной нелинейной задачи гравиметрии. - Геофиз. сборник, 1976, вып.71, с.29-40.
9. Старостенко В.И., Оганесян С.М. Нелинейное программирование в обратных задачах гравиметрии. - Геофиз. сборник, 1974, вып.62, с.88-93.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Предисловие	3
Красовский С.С. О принципах расчета гравитационной модели земной коры континентального типа	5
Козленко В.Г. К построению гравитационной модели тектоносферы	21
Шен Э.Л. О перераспределении масс в недрах Земли	30
Красовский С.С., Койфман Л.И. Теоретические модели структур земной коры при послойном и градиентном нарастании плотности с глубиной	33
Ржаницын В.А. Особенности применения математического аппарата при геологической интерпретации гравитационных наблюдений	42
Боллбах К.А. Некоторые вопросы методики интерпретации гравитационных данных в комплексе с результатами ГСЗ по III международному профилю	52
Чекуннов А.В., Боллбах К.А. Геологические аспекты комплексной интерпретации данных ГСЗ и гравиметрии по III международному профилю	59
Козленко В.Г., Шен Э.Л. Интерпретация площадных остаточных аномалий силы тяжести при построении гравитационной модели Днепровско-Донецкой впадины	69
Бурьянов В.Б., Красовский С.С., Куприенко П.Я., Шмидт А.О. Моделирование гравитационного поля структур земной коры Украинского щита по УIII профилю ГСЗ	77
Ржаницын В.А. Результаты изучения глубинной тектоники Припятской впадины по данным гравиразведки на основе метода минимизации	93
Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В. Плотностная модель литосферы Карпат	105
Николенко В.Н. Место распознавательного подхода в построении гравитационной модели земной коры	113
Гинтов О.Б., Шевченко Т.П. Соотношение глубинных и поверхностных границ земной коры Украинского щита по данным гравиметрии и ГСЗ	124
Омельченко В.Д. О характере зависимости между упругими и плотностными параметрами для континентальной земной коры	132
Сироткина Т.Н. Сравнительная информативность гравитационных аномалий в разных редукциях (на примере Кавказа)	136
Старостенко В.И., Оганесян С.М., Заворотько А.Н. О программах решения обратных задач гравиметрии, применяемых при изучении строения земной коры	141

ГРАВИТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ
ЗЕМНОЙ КОРЫ
И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Печатается по постановлению ученого совета
Института геофизики АН УССР

Редактор А.А.Шатилова
Обложка художника В.П.Титаренко
Художественный редактор Н.И.Возний
Технический редактор Е.Г.Вегер
Корректор Л.Д.Каменских

Информ. бланк № 1376

Подп. в печать 12.X. 77 г. БФ 33933. Формат 60x84/16. Бумага офс. № 2.
Усл. печ. л. 8,83. Учетно-изд. л. 9,54. Тираж 850 экз. Зак. № 7-597
Изд. № 493. Цена 95 коп.

Издательство "Наукова думка", 252601, Киев-4, ГСП, ул.Резина,3.
Киевская книжная типография научной книги Республиканского производ-
ственного объединения "Полиграфкнига" Госкомиздата УССР. 252004, Киев-4,
ул. Резина,4.

УДК 550.831.072

О принципах расчета гравитационной модели земной коры континентального типа. Красовский С.С. - В кн.: Гравитационная модель земной коры и верхней мантии. К., 1977, с. 5-20.

На основании анализа сейсмических, гравитационных и других геофизических материалов, плотностных и скоростных характеристик горных пород, петрологических и геологических данных показано, что распространенное представление о четком разделении земной коры на "гранитный" и "базальтовый" слои и резком отличии в свойствах и составе нижней части земной коры и верхней мантии является слишком схематичным и упрощенным. Предложена методика итерационного моделирования на ЭВМ в гравитационном поле структур земной коры и верхней мантии при градиентно-слоистом представлении об изучаемой среде.

Список лит.: 40 назв.

УДК 550.831

К построению гравитационной модели тектоносферы. Козленко В.Г. - В кн.: Гравитационная модель земной коры и верхней мантии. К., 1977, с. 21-30.

В соответствии с характером решаемых задач при изучении тектоносферы Земли плотностные модели разделяются по степени детальности на несколько уровней, составляющих последовательный ряд. Рассматривается методика интерпретации гравитационного поля при построении моделей разных уровней. Обосновывается общая формулировка задачи построения гравитационной модели - уточнение функции распределения плотности с глубиной по каждому из радиусов Земли. Для установления контроля над достоверностью интерпретации необходимо замыкать модели соседних уровней обратной связью, используя единую систему приведения плотностей - функцию $\rho = f(r)$.

Табл.1. Список лит.: 16 назв.

УДК 550.811

О перераспределении масс в недрах Земли. Шен Э.Л. - В кн.: Гравитационная модель земной коры и верхней мантии. К., 1977, с. 30-33

Рассматривается вариант такого перераспределения масс в недрах Земли, в результате которого уменьшается гравитационная энергия и увеличивается объем Земли.

Ил.2. Список лит.: 3 назв.

Теоретические модели структур земной коры при полойном и градиентном нарастании плотности с глубиной. Красовский С.С., Койфман Л.И. - В кн.: Гравитационная модель земной коры и верхней мантии. К., 1977, с. 33-42.

С помощью расчетов гравитационных эффектов на теоретических моделях показано, что при интерпретации структур земной коры в традиционном представлении о наличии "гранитного" и "базальтового" слоев с постоянными плотностями и резком перепаде плотности на границе Мохо ошибки могут достигать 50 - 60 мгл по сравнению с градиентно-слоистым нарастанием плотности в земной коре с глубиной.

Ил.4. Список лит.: 6 назв.

Особенности применения математического аппарата при геологической интерпретации гравитационных наблюдений. Ржавицын В.А. - В кн.: Гравитационная модель земной коры и верхней мантии. К., 1977, с. 42-52.

Рассмотрена схема, демонстрирующая особенности практического использования формального математического аппарата, обеспечивающего формальное решение обратной задачи гравиразведки. Формальное решение - лишь этап сложного процесса интерпретации.

На примере автоматизированной системы интерпретации гравитационных аномалий (метод минимизации) показано соотношение формального аппарата, обеспечивающего формальное решение, с этапами конкретной геологической оценки полученных результатов.

Схем 3. Список лит.: 7 назв.

Некоторые вопросы методики интерпретации гравитационных данных в комплексе с результатами ГСЗ по III международному профилю. Болыбах К.А. - В кн.: Гравитационная модель земной коры и верхней мантии. К., 1977, с. 52-59.

Методика интерпретации гравиметрических данных вдоль III международного профиля рассматривается на примере района Коростенского плутона, расположенного в северо-западной части Украинского щита. Интерпретация гравитационного поля заключалась в определении и постепенном исключении из наблюдаемой функции ее составляющих, вызванных плотностными неоднородностями, залегающими на различных глубинах в земной коре и в пределах верхней мантии.

Ил.4. Список лит.: 10 назв.

Геологические аспекты комплексной интерпретации данных ГСЗ и гравиметрии по III международному профилю. Чекунов А.В., Большах К.А. - В кн.: Гравитационная модель земной коры и верхней мантии. К., 1977, с. 59-68.

Приводятся результаты геологической интерпретации данных гравиметрии с ГСЗ вдоль III международного профиля. Рассматриваются плотностные неоднородности в земной коре и верхней мантии как по горизонтали, так и по вертикали. Плотностные неоднородности коррелируются с приповерхностными структурами и зонами ограничивающих их глубинных разломов. Сочетания разуплотнений и уплотнений мантии в пределах профиля сопоставляются с представлениями о механизме образования основных тектонических структур района.

Ил.3. Список лит.: 9 назв.

УДК 550.831

Интерпретация площадных остаточных аномалий силы тяжести при построении гравитационной модели Днепровско-Донецкой впадины. Козленко В.Г., Шен Э.Д. - В кн.: Гравитационная модель земной коры и верхней мантии. К., 1977, с. 69-76.

Для северо-западной части Днепровского грабена методом итерационного моделирования выполнена интерпретация поля силы тяжести в редукции Буге с целью изучения строения нижней части осадочной толщи. Показано, что достоверность этой интерпретации зависит от расшифровки строения консолидированной части земной коры. Использование площадного остаточного поля - аномалий Буге за вычетом модельного эффекта - дает возможность повысить надежность интерпретации данных гравиметрии.

Ил.4. Список лит.: 5 назв.

УДК [550.831.015.072] (477.4/6)

Моделирование гравитационного поля структур земной коры Украинского щита по VIII профилю ГСЗ. Бурьянов В.Б., Красовский С.С., Куприенко П.Я., Шмидт А.О. - В кн.: Гравитационная модель земной коры и верхней мантии. К., 1977, с. 77-93.

Построена плотностная модель блоков земной коры центральной части УЩ, Орехово-Павлоградской зоны и Приазовья с учетом градиентного нарастания плотности с глубиной и выделения перехода от земной коры к мантии в виде зоны М. Выявлено аномальное распределение плотности на глубинах 6 - 14 км в Восточном Приазовье. В средней части земной коры выделена зона пониженного градиента нарастания плотности. Рассчитано влияние структур осадочного чехла.

Ил.5. Список лит.: 17 назв.

УДК 551.24

Результаты изучения глубинной тектоники Припятской впадины по данным гравиразведки на основе метода минимизации. Ржаницын В.А. - В кн.: Гравитационная модель земной коры и верхней мантии. К., 1977, с. 93-105.

Построен геоплотностной глубинный разрез через Припятскую впадину и произведен его геологический анализ. Сделан вывод о формировании зон растяжения в условиях сводового поднятия и о дальнейшем чередовании напряжений растяжения и сжатия в верхней части коры мобильного блока.

По системе профилей изучена объемная модель земной коры на небольшом участке Брагинского выступа. Сделан вывод о механизме формирования блоковой структуры фундамента.

Ил.5. Список лит.: 10 назв.

УДК 551.241:550.3(477.8)

Плотностная модель литосферы Карпат. Бурьянов В.В., Гордиенко Б.В. - В кн.: Гравитационная модель земной коры и верхней мантии. К., 1977, с. 105-113.

Кратко изложена полиморфно-адвекционная гипотеза геосинклинального процесса. Ее следствием - аномально нагретый объект в верхах мантии геосинклинального региона позволил объяснить возмущения теплового потока и силы тяжести в Карпатах, построить плотностную модель литосферы.

Ил.3. Список лит.: 13 назв.

УДК 550.8.012:519

Место распознавательного подхода в построении гравитационной модели земной коры. Николенко В.Н. - В кн.: Гравитационная модель земной коры и верхней мантии. К., 1977 с. 113-124.

Рассмотрены методические вопросы применения распознающей системы при построении гравитационной модели земной коры. На основе алгоритмов распознавания и группирования строятся методы и методика комплексной интерпретации геофизических данных, предназначенные для решения задач геологической диагностики. Распознающая система дает возможность проводить районирование территории и определять геологическую природу возмущающих объектов по комплексу геолого-геофизической информации. Используя региональные составляющие полей и другие геолого-геофизические показатели, отражающие влияние глубинных объектов, с помощью распознающей системы можно провести глубинное картирование по комплексу данных и тем самым повысить достоверность выводов о строении земной коры.

Список лит.: 6 назв.

Соотношение глубинных и поверхностных границ земной коры Украинского щита по данным гравиметрии и ГСЗ. Гинтов О.Б., Шевченко Т.П. - В кн.: Гравитационная модель земной коры и верхней мантии. К., 1977, с. 124-132.

Рассматриваются различные гипотезы, объясняющие природу региональных гравитационных аномалий Украинского щита. Делается вывод, что известным геолого-геофизическим данным более всего соответствует представление о вертикальных перемещениях блоков земной коры, обусловливавших смещение плотностных границ. Данные гравиметрии подтверждаются материалами ГСЗ.

Высказывается мнение, что в пределах докембрийских щитов глубинные и поверхностные геологические границы конформны друг другу, т.е. поднятию поверхности М отвечает выход на поверхность более древних комплексов, а погружению - более молодых. Это находит отражение в прямой зависимости между рельефом поверхности М и знаком локализованных (при большом радиусе осреднения) аномалий Буге.

Отмеченное явление объясняется глубоким эрозивным срезом щита, проходящим ниже главной зоны гранитизации.

Ил.5. Список лит.: 10 назв.

УДК 550.831

О характере зависимости между упругими и плотностными параметрами для континентальной земной коры. Омельченко В.Д. - В кн.: Гравитационная модель земной коры и верхней мантии. К., 1977, с. 132-136.

В работе получены зависимости между упругими и плотностными параметрами для континентальной земной коры с учетом возраста горных пород (по материалам ГСЗ).

На основании связей между упругими и плотностными параметрами проведено расчет гравитационного эффекта для разреза земной коры. Сделан вывод, что, по-видимому, только верхняя (0 - 15 км) толща коры является аномалеобразующей в гравитационном поле Днепровско-Донецкого авлакогена.

Ил.2. Табл.1. Список лит. 4 назв.

УДК 550.312 (479)

Сравнительная информативность гравитационных аномалий в разных редукциях (на примере Кавказа). Сироткина Т.Н. - В кн.: Гравитационная модель земной коры и верхней мантии. К., 1977, с. 136-141.

Рассматривается информативность и особенности гравитационных аномалий в редукциях Буге, Граафа-Хантера и изостатической.

Ил.4. Табл.1. Список лит.: 4 назв.

О программах решения обратных задач гравиметрии, применяемых при изучении строения земной коры. Старостенко В.И., Оганесян С.И., Заворотько А.Н. - В кн.: Гравитационная модель земной коры и верхней мантии. К., 1977 с. 141-144.

Дана краткая информация о разработанных авторами для ЭВМ "Минск-2" программах решения обратных задач гравиметрии, удобных при изучении строения земной коры по гравитационным наблюдениям. Программы классифицируются по типам задач: линейные, нелинейные, без ограничений на неизвестные, с ограничениями на неизвестные, рудные и структурные. Во всех случаях при решении обратных задач определяются коэффициенты полинома, которым аппроксимируется региональный фон.

Список лит.: 9 назв.

95 коп.

2703

« НАУКОВА ДУМКА »