Записки Ленинградского ордена Ленина, ордена Октябрьской Революции
и ордена Трудового Красного Знамени горного института им. Г.В.Плеханова,
т. XCII, 1982 г.

УДК 550.831

СОСТАВЛЕНИЕ ТРЕХМЕРНЫХ СТРУКТУРНО-ПЛОТНОСТНЫХ МОДЕЛЕЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Е.А.ЛЕВЕНБЕРГ

В настоящее время накоплен довольно большой опыт построения структурно-плотностных моделей на основе совместной интерпретации данных сейсморазведки и гравиразведки.

С аналогичными целями нами обработаны два региональных маршрута (профили оз. Тулос – г.Кемь и г.Лахденпохья – оз.Сегозеро) южной части Балтийского щита (рис.I). К обработке привлекалась программа[x] для ЭВМ «Минск-32». Эта программа облегчает подбор пространственной плотностной модели строения изучаемого региона по данным поля силы тяжести Δg, позволяет определять избыточные плотности геологических структур при одновременном варьировании их геометрическими параметрами в заранее выбранном интервале с целью уточнения исследуемого разреза. Возможности программы достаточно велики, так как они позволяют решать десять типов задач.

В качестве исходных материалов использованы геологическая карта, сведения о плотности горных пород, гравиметрическая карта, данные сейсморазведки и карта магнитного поля. Расчеты поля Δg по трехмерным структурно-плотностным моделям выполнялись, где это позволяли объемы памяти программы, одновременно по двум направлениям. Одним из достоинств программы Г.Г.Кравцова является то, что она позволяет подбирать поле в любой точке пространства, заданной координатами (X_i, Y_i, Z_i). Профиль I (оз.Тулос – г.Кемь) обрабатывался одновременно с профилем II (г.Кемь – г.Ухта (Калевала). Гравиметрические расчеты на профиле III (г.Лахденпохья – оз.Сегозеро) выполнялись не только по маршруту глубинных сейсмических зондирований, но и по линии, продолжающей сейсмический маршрут на юго-запад и северо-восток. Это позволило детализировать интерпретацию на концах сейсмического профиля и увеличить протяженность составленного разреза на 200 км.

[x] Кравцов Г.Г. Алгоритмизация процессов определения параметров геологических образований по магнитным и гравитационным аномалиям. Автореф. канд. дис. Л., изд. ЛГИ, 1977.

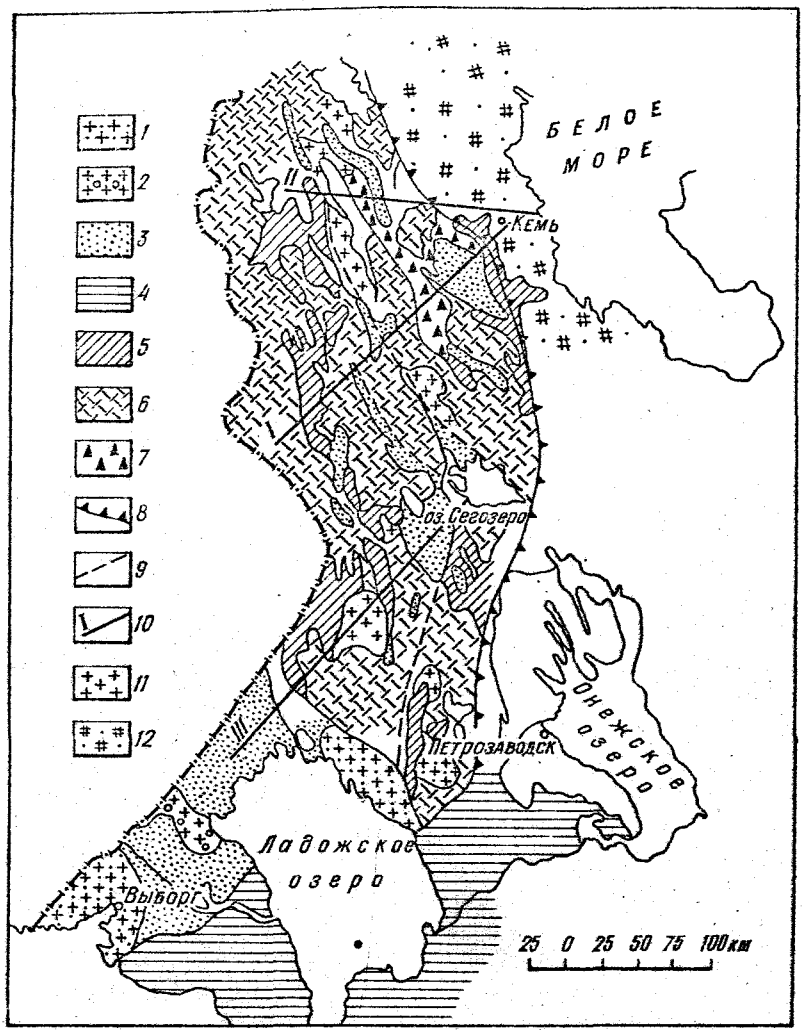


Рис.1. Схема расположения профилей
1 – интрузия гранитов рапакиви; 2 – свекофеннские гранитоиды; 3 – осадочно-вулканогенные толщи ладожской, сортавальской, онежской, сегозерской серий; 4 – палеозойский платформенный чехол; 5 – осадочно-вулканогенные толщи гимольской, парандовской, тикшеозерской серий; 6 – древнейшие гнейсы и кристаллические сланцы, первичнокоровые олигоклазовые гранитоиды; 7 – осадочно-вулканогенные толщи тунгудско-надвоицкой, большезерской серий; 8 – разлом, ограничивающий Восточно-Карельскую зону; 9 – прочие разломы; 10 – сейсмические профили глубинного сейсмического зондирования; 11 – селецкие и ребольские интрузии гранитов; 12 – гнейсы и амфиболиты беломорской серии

На первом этапе исследований, опираясь на геолого-геофизические сведения, обосновывалась исходная структурно-плотностная модель строения верхней части земной коры. Выделенным по данным сейсморазведки слоям земной коры присваивались определенные интервалы значений плотности. Гео-

логическая и гравитационная карты с привлечением карты магнитного поля использовались для изучения верхней части геологического разреза и для определения площадных контуров структур, выделяемых на разрезе.

На основе анализа перечисленных материалов среда расчленялась на объемные плотностные комплексы пород. В соответствии с региональным характером исследований объемы выделяемых комплексов имели крупные размеры. Поэтому при рассмотрении общего гравитационного действия масс крупных структур колебания локальной аномальной плотности внутри конкретного объема не учитывались.

Каждый отдельно взятый плотностной комплекс мог включать породы различного состава при условии относительно малого объема последних.

При слабой изученности плотности пород исследуемого региона перенос этих данных на значительные глубины возможен лишь в том случае, если в пределах j-го комплекса пород его плотность σ_j не будет строго фиксированной, а сможет принять одно из возможных значений в пределах некоторого, заранее установленного интервала

$$\sigma_{нj} \leq \sigma_j \leq \sigma_{вj} \quad (j = 1, \ldots, n),$$

где $\sigma_{нj}$ и $\sigma_{вj}$ – нижняя и верхняя границы допустимых колебаний плотности j-го комплекса; n – общее число выделенных объемных плотностных комплексов пород.

По профилям I и II было выделено по десять плотностных комплексов, что исчерпывает объем памяти ЭВМ, для которой составлена программа.

На основании геологической карты выделялись контуры выхода комплексов пород на дневную поверхность и устанавливалось их соответствие аномалиям гравитационного поля. Так ориентировка Шомбозерской и Компаковской структур в плане четко совпадает с соответствующими аномалиями поля силы тяжести, контуры же Лехтинской структуры (основной на профиле I) менее отчетливо фиксируются в гравитационном поле, поэтому за основу было принято геологическое представление этой структуры.

Далее оценивались градиенты поля Δg на крыльях гравитационных аномалий и сопоставлялась интенсивность поля над различными плотностными комплексами пород. Такой анализ позволил приближенно оценить распределение выделенных комплексов по глубине. Полученные значения корректировались расположением сейсмических горизонтов. Отождествленные (по сейсмо- и гравиразведке) границы позволяли наметить новые плотностные комплексы пород, не имеющих выхода на дневную поверхность.

Сопоставление глубинных сейсмических границ с данными гравитационного поля осуществлялось на основании графиков Δg, составленных по профилям I и II.

Все ограничивающие плоскости, необходимые для оконтуривания пространственного распределения намеченных объемов пород за пределами профиля, были заданы вертикальными. В дальнейшем углы их наклона уточнялись при детализации площадными сейсмическими исследованиями. Все последующие уточнения плотностных моделей среды привязывались к результатам сейсмических исследований. Пространство, лежащее ниже дневной по-

верхности, заполнялось системой многогранников в соответствии со структурно-плотностной схемой. Каждый многогранник представляет собой усеченную двумя произвольными плоскостями m-угольную горизонтальную призму. Возможности программы, позволяющие свободное размещение в пространстве усекающих плоскостей, облегчают совмещение этих плоскостей с контурами геологических структур и позволяют учитывать естественные углы падения контактов пород. Многогранники могут принимать любую ориентировку в пространстве. Каждый из них может быть развернут относительно линии наблюдения под некоторым углом и одновременно наклонен к горизонту. Решение задачи осуществлялось в трех, развернутых одна относительно другой системах координат с общим началом координат. Многогранники, выделенные по профилю I, задавались в нулевой системе координат, многогранники на профиле II, за исключением Шомбозерской моноклинали, – в первой системе, а сама Шомбозерская структура, развернутая под углом к профилю, – во второй системе координат.

Боковые массы, удаленные от изучаемых профилей, задавались обобщенными объемами с единой осредненной плотностью.

Подбор теоретического поля силы тяжести выполнялся не с действительной σ_j, а с избыточной плотностью $\bar{\sigma}_j$, вычисленной относительно некоторого среднего значения плотности вмещающей среды σ_0: $\bar{\sigma}_j = \sigma_j - \sigma_0$. Сам структурный элемент с плотностью $\bar{\sigma}_j$ может быть представлен одним или несколькими многогранниками.

Региональная составляющая a_i поля Δg, так называемый фон, может быть аппроксимирована по площади уравнением первого порядка $a_i = Ax_i + By_i + C$, где A, B и C – коэффициенты плоскости.

В нашем случае подбор выполнялся с точностью до произвольной постоянной, поэтому параметр a_i не зависел от координат точек наблюдения X_i, Y_i и соответствовал значениям $a_i = C$.

Вдоль выбранных маршрутов расчлененность рельефа дневной поверхности невелика, следовательно, и поправка за рельеф незначительна, что позволило поле силы тяжести отнести к горизонтальной плоскости. Несовпадение базисной плотности σ_0 с плотностью редуцирования отражалось на уровне поля.

Подбор плотностей модели среды региона в целом осуществлялся совместно по профилям I и II. Вдоль указанных маршрутов задавались значения поля $\Delta g(X_i, Y_i, 0)$ и координаты точки наблюдения X_i; Y_i.

В пределах рассматриваемых маршрутов I и II, как уже отмечалось, было выделено 20 структурно-плотностных комплексов пород, для аппроксимации которых потребовалось 36 многогранников.

Корректировка структурно-плотностной модели среды региона, направленная на достижение совпадения наблюдаемого поля с теоретическим, основывалась на следующих положениях. Оценка приближения делалась после построения графика Δg теоретического поля и сопоставления его с наблюдаемой кривой Δg. Самым важным критерием оценки главных структурных особенностей геологических образований являлась степень расхождения градиентных частей кривых Δg. При внесении изменений в модель учитывались значения выбранных при подборе плотностей и, если подобранная плотность σ_j оказывалась равной ее верхнему пределу $\sigma_{в j}$, а уровень поля при этом получался заниже

ным, то это означало, что имеет место недостаток избыточных масс и необходимо изменить положение границ так, чтобы объем, занимаемый плотностными комплексами, увеличился.

Корректировка структурно-плотностной модели по профилю I выполнялась так, чтобы вносимые изменения не противоречили сейсмическим данным, т.е. чтобы плотностные границы совпадали с преобладающими направлениями серий разрозненных отражающих площадок на сейсмических разрезах.

Переход к следующему этапу подбора модели требовал чаще всего незначительного исправления уже полученных построений. Подбор поля силы тяжести выполнялся с точностью до некоторого условного уровня $a_i = C$, установленного программой. Программой Г.Г.Кравцова решается задача по определению базисной плотности σ_0 (в нашем случае σ_0 = 2,75 г/см^3).

Величина подбираемого условного уровня оказалась весьма значительной. Избыток масс, вызывающий большую величину уровня поля, обусловлен вероятно высокой плотностью „базальтового" слоя (σ = 2,90 г/см^3).

Важным критерием правдоподобия подбираемых геометрических контуров структурных комплексов служит решение задачи без ограничений по плотности. Если подобранные значения плотности при полной свободе их выбора удовлетворяют установленным пределам σ_j для каждого комплекса пород, то это может служить подтверждением правильности заданных геометрических контуров плотностных комплексов.

Оптимальная степень совпадения между теоретическим и наблюдаемыми полями силы тяжести определяет успех решения задачи. Естественно, хорошее совпадение этих полей в силу неоднозначности решения обратной задачи гравиразведки еще не означает, что все подобранные параметры модели соответствуют реальным геологическим условиям. Поэтому детальность подбора модели определяется полнотой исходных сведений об исследуемом районе.

При геологическом истолковании локальных аномалий гравитационного поля основное внимание уделялось выявлению связей их с особенностями строения верхней части земной коры. Исследования показали, что гравитационные аномалии преимущественно отражают структуру верхней 10-километровой толщи и поведение рельефа поверхности Мохоровичича. Сейсмические границы, находящиеся в интервале глубин от 20 км до 33 км, расположенные почти горизонтально, не влияют на формирование аномалий силы тяжести.

В результате проведенных исследований установлено, что верхняя 10-километровая толща разреза по линии оз.Тулос – г.Кемь обладает значительной плотностной неоднородностью в горизонтальном направлении (рис.2). Так, в Войницком блоке плотность равна 2,68 г/см^3. В Центрально-Карельской зоне выделяется блок гранитов с аномальной плотностью 2,61 г/см^3. Породы, подстилающие Уносозерскую и Чирокемскую структуры, характеризуются плотностью соответственно 2,64 и 2,67 г/см^3.

В Западно-Карельской синклинорной зоне и Беломорском блоке плотность верхней толщи была определена подбором (2,72 г/см^3). Слой, заключенный между сейсмическими границами на глубинах 10 и 20 км, делится, вероятно, глубинным разломом на два крупных блока с плотностью 2,72 г/см^3 в юго-западной и 2,75 г/см^3 в северо-восточной части профиля I. Дифференциация

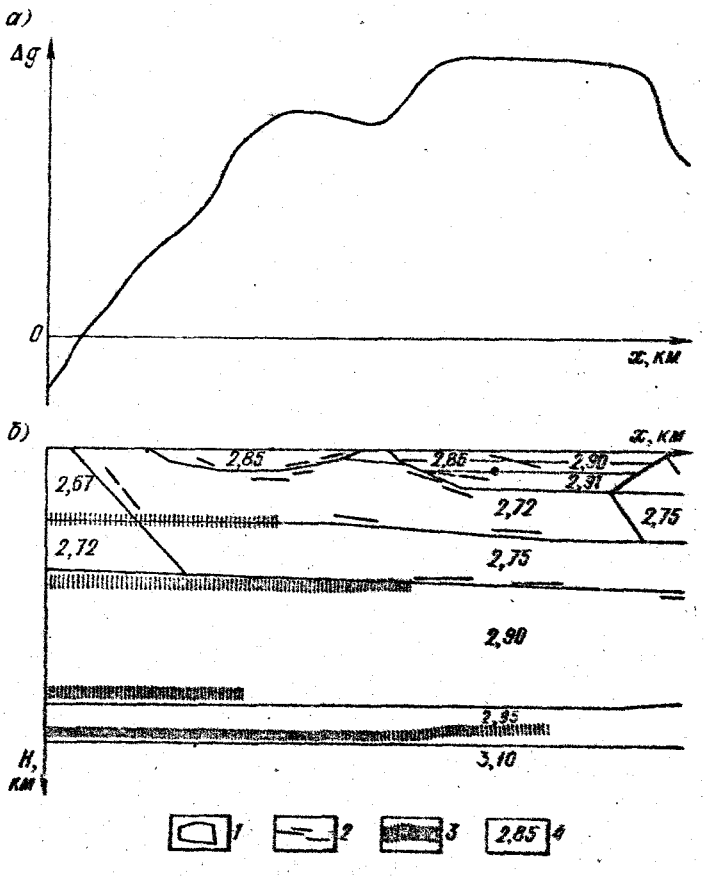


Рис.2. Теоретическая кривая Δg (а) и деталь структурно-плотностной модели по профилю 1 (б)
1 – многогранники; 2 – отражающие площадки; 3 – сейсмические горизонты, выделенные по данным ГСЗ; 4 – плотность σ, г/см^3

этих блоков по плотности невелика, однако ее влияние всегда следует учитывать при рассмотрении градиентной части графика над Лехтинской структурой.

Плотность слоя, заключенного между сейсмическими границами, проходящими на глубине 20 и 33 км, условно принята равной 2,90 г/см^3 (соответствующей „базальтовому" слою).

Скачкообразные изменения плотности на границах рассматриваемых структурных моделей, по-видимому, загрублены, так как используемая программа не решает задачи, учитывающей вертикальный градиент плотности земной коры.

В области границы Мохоровичича вертикальный градиент плотности аппроксимирован двумя переходными слоями с плотностями 2,95 г/см^3 и 3,05 г/см^3, что увеличивает совпадение экспериментальной и расчетной региональных составляющих поля силы тяжести.

Рассматриваемая структурно-плотностная модель земной коры может решаться в двух вариантах. В одном из вариантов мощности Лехтинской и Ком-

паковской структур могут быть соответственно равны 3 и 2 км; в другом – 5 и 3 км. Оба эти варианта дают удовлетворительную сходимость экспериментальной и расчетной кривых Δg, так как при изменении мощности названных структур можно согласованно изменять положение границы Мохоровичича и значения плотности структур в принятом интервале. Эти изменения не противоречат сейсмическим данным при учете двух разных вариантов построения границы Мохоровичича.

Важным выводом из сопоставления этих двух моделей интерпретации следует считать то обстоятельство, что граница Мохоровичича в районе Беломорского максимума поля силы тяжести имеет более сложное строение, чем просто монотонное ее поднятие.

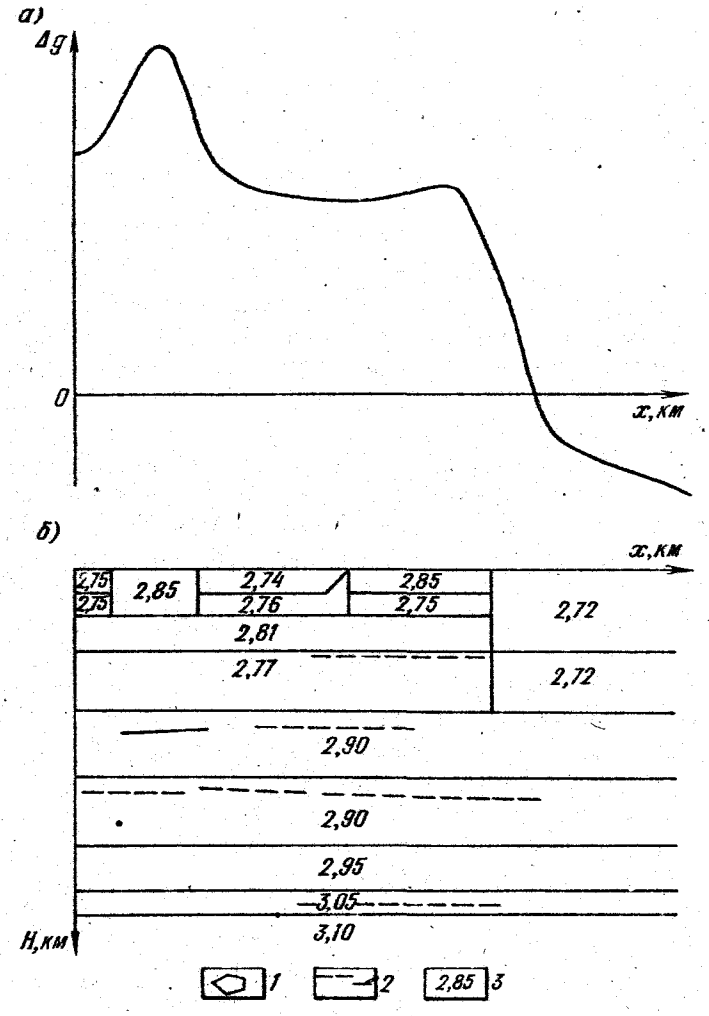


Рис.3. Теоретическая кривая Δg (а) и деталь структурно-плотностной модели по профилю III:
1 – многогранники; 2 – отражающие площадки, построенные по данным ГСЗ; 3 – плотность σ, г/см^3

По линии профиля II (г.Лахденпохья - оз.Сегозеро), пересекающему Центрально-Карельский массив (см. рис.I), получено хорошее совпадение теоретической и экспериментальной кривых Δg.

По расчетным данным, комплексы верхней 10-километровой толщи имеют следующую плотность, г/см^3: граниты рапакиви - 2,60; беломорская серия - 2,75; микроклиновые граниты - 2,75; чарнокиты - 2,80.

Области высоких градиентов Δg на этом профиле (рис.3) соответствует перепад плотности пород в районе Лоймольского шва: от 2,75-2,85 до 2,72 г/см^3.

Лоймольский шов разделяет построенную модель на два блока до глубины 20 км: более плотный блок фиксируется в юго-западной части профиля, менее плотный - в северо-восточной. Многогранники, аппроксимирующие субвулканические образования акваторий Сегозеро и Выгозеро, характеризуются плотностями 2,80 и 2,85 г/см^3. Беломорский блок условно представлен двухслойной моделью с границей, находящейся на глубине 10 км, разделяющей два комплекса по плотности 2,75 и 2,72 г/см^3. Слой, заключенный между отражающими площадками на глубинах 27 и 36 км („базальтовый"), задан с плотностью 2,90 г/см^3.

Хорошее совпадение теоретических и экспериментальных кривых позволяет включить рассмотренные структурно-плотностные модели в класс эквивалентных. Трехмерность этих моделей и условия расчета поля Δg по нескольким направлениям одновременно способствуют сужению области эквивалентности[x]. Погрешности, связанные с неучтенным эффектом вертикального градиента плотности земной коры, в значительной степени нивелируются детализацией горизонтальных плотностных толщ.

В заключение можно отметить, что составление трехмерных структурно-плотностных моделей земной коры на базе комплексной интерпретации данных гравитационного поля и результатов глубинного сейсмического зондирования с привлечением магнитометрических и геологических материалов позволяет существенно расширить информацию о глубинном строении, полученную методом ГСЗ. Сейсмический разрез дополняется новыми вертикальными или близвертикальными границами раздела, свидетельствующими о наличии блоков, обладающих разной плотностью, а следовательно, и разным вещественным составом. Устанавливаются разные плотностные характеристики для комплексов пород, разделенных субгоризонтальными сейсмическими границами. Наконец, метод построения трехмерных структурно-плотностных моделей, кроме детализации плоскостного геолого-геофизического разреза, позволяет выделенные структуры земной коры коррелировать на прилежащей к профилю площади, т.е. устанавливать их пространственное распределение.

---

[x] Н.Н.Боровко. Оптимизация геофизических исследований при поисках рудных месторождений. Л., Недра, 1978.