© И.Б. Мовчан, А.А. Яковлева, 2007

УДК 550.838

И.Б. Мовчан, А.А. Яковлева

КВАЗИВОЛНОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ

Семинар № 1

Описанный в статье метод решения обратной задачи относится к аналитическим продолжениям на основе спектральных оценок. Отталкиваясь от классических работ [1, 2], можно утверждать, что амплитудно-частотный состав потенциальных полей содержит в осредненной форме информацию о структурно-вещественном составе геологической среды. В отличие от методов детерминированного подбора и деконволюций, применяемых при интерпретации отдельных аномалий, спектральные оценки предполагают значительные выборки, описывающие последовательность аномалий. Ограничиваясь рассмотрением двумерной задачи, предполагаем, что пространственный ряд значений поля, заданного вдоль профиля, пересекающего разнородные тектонические структуры, не является стационарным. Как следствие, линейные методы фильтрации при аналитическом продолжении поля с использованием преобразования Фурье неприменимы. Решение этой проблемы видится в компиляции элементов метода деконволюций и метода аналитических продолжений: спектральная оценка поля выполняется в пределах скользящей вдоль профиля палетки. Причем, размеры палетки определяются минимальной и максимальной глубиной аномалеобразующего источника.

Классическая форма представления потенциального поля, аналитически продолженного в нижнее полупространство, имеет вид карты изолиний, описывающей распределение по разрезу редуцированного поля или эффективного физического параметра среды (плотности, намагниченности, сопротивления). Известна неоднозначность в соотношениях между градиентными зонами такой карты и тектоническими (стратиграфическими) границами, между аномалиями карты и син- и антиформами. Поэтому указанное выше представление аналитически продолженного поля воспринимается геологами неадекватно. Основным материалом при построении ими геологического разреза, наряду с данными бурения, являются волновые сейсмические разрезы. Учитывая это, требуется создать метод интерпретации гравитационного поля, дающий структурный образ геологической среды, сопоставимый со структурным образом, выносимым из сейсмических разрезов.

Любое математическое описание геологического разреза возможно с известной долей приближения, тем более, описание по таким косвенным признакам, как наблюденные на дневной поверхности потенциальные поля. В силу этих приближений некорректно априори утверждать применимость предлагаемого метода к

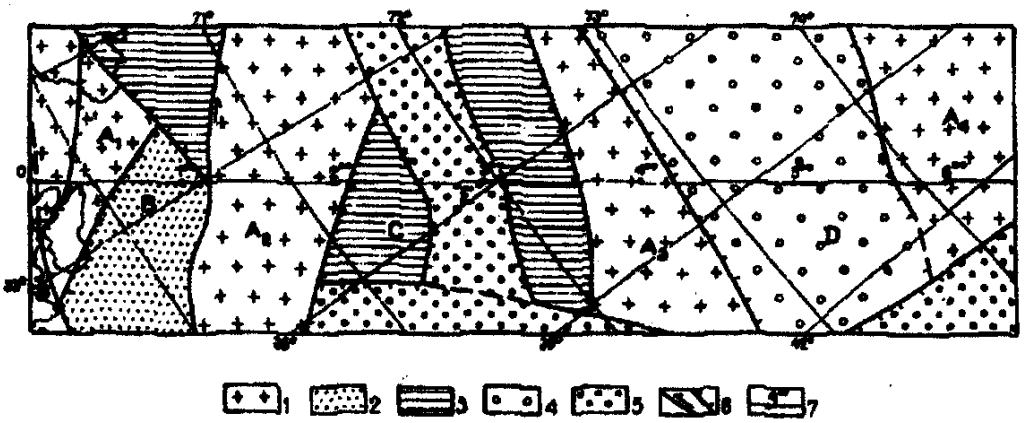

Рис. 1. Схема расположения тектонических структур, встречающихся вдоль регионального профиля АР-1: *1* – блоки карельского фундамента: A_1 – северный склон Балтийского щита, частично перекрытый рифейскими формациями; A_2 – Северо-Мурманский погребенный выступ; A_3 – Федынский погребенный выступ; A_4 – Ферсмановский погребенный выступ; *2* – рифейские рифты: В – Восточно-Варангерский; *3* – каледонские рифты: С – Западно-Кольский; *4* – среднепалеозойские авлакогены: Д – Демидовский; *5* – позднепалеозойские – триасовые рифты: Е – Варангерский грабен; *6* – региональные сбросы и сдвиги; *7* – линия геотраверса АР-1 и 100 км пикеты

любым потенциальным полям в любой геодинамической обстановке. Таким образом, полезно отметить, что данная работа является одним из результатов исследования глубинного стро-ения земной коры по системе региональных геотрансектов России [3]. Апробированный таким образом метод использован для количественной интерпретации гравитационного поля вдоль профиля АР-1 (северный склон Балтийского щита – юго-западный борт Баренцевской шельфовой плиты) по трем причинам:

1. высокая изученность разреза по системе скважин;
2. наличие глубинного (до 40 км) сейсмического разреза (рис. 2);
3. пересечение профилем разнородных и разновозрастных геоблоков (рис. 1).

Обоснование модели реконструкции

Практикуемые спектральные пересчеты гравитационного поля как пространственного сигнала предполагают априори наличие в структуре этого поля составляющих, обладающих регулярным пространственным шагом между экстремумами (детерминированной пространственной периодичностью). Структура самого гравитационного поля определяется распределением плотностных неоднородностей в геологическом полупространстве. Таким образом, наличие пространственной периодичности в структуре гравитационного поля автоматически предполагает существование пространственной периодичности в распределении указанных плотностных неоднородностей. Особенность данного распределения состоит в отсутствии полной изостатической компенсации, т.е. согласно О.В. Петрову [2] геологическая среда является неравновесной в плотностном отношении. Как следует из тривиальных физических представлений, появление пространственно периодичных структур в неточечной системе,

выведенной из равновесного состояния, однозначно связано с волнообразованием (аналогия с гидродинамической системой). В неравновесной гидродинамической системе при волновых возмущениях, согласно работам Дж. Тернера и О.В. Петрова, наблюдается зависимость длины волны от глубины: чем больше глубина, тем больше длина волны. Между геологической средой и средой гидродинамической может быть проведена аналогия, поскольку и литологические, и петрографические формации в условиях нагрузок, воздействующих в геологическом масштабе времени (десятки и сотни миллионов лет), ведут себя как пластичное вещество или как вязкая жидкость. Если рассмотреть любой достаточно протяженный геологический разрез (рис. 2), то можно заметить, что поверхности напластования формаций в своем рельефе проявляют пространственную периодичность, а с увеличением глубины данный пространственный период растет. Обобщая, можно видеть корректность представления структурно-геологического разреза в виде волнового ансамбля. Теоретически последний может быть восстановлен по любому геофизическому полю. Однако лишь для гравитационного поля волновые реконструкции могут быть корректными, поскольку распределение плотностных аномалий в геологической среде в отличие от аномалий, например, намагниченности или поляризуемости обладает непрерывным характером всюду за исключением дневной поверхности. Вместе с тем, волн, формируемых в реальном режиме времени в геологическом пространстве не наблюдают, поэтому эти реконструкции мы определим как *квазиволновые*.

Апробация

Апробация идеи квазиволнового представления структуры геологического разреза выполнена на примере интерпретации гравитационного поля в редукции Буге, заданного вдоль глубинного сейсмического профиля АР-1. Он протягивается от северного склона Балтийской антеклизы до Южно-Баренцевской впадины (рис. 1).

Исходный геологический разрез, рассмотренный в качестве эталонного при интерпретации реконструкций по гравитационному полю, построен на основе сейсмических материалов: рас-шифровка структур осадочного чехла базируется на данных МОВ с уточнениями скоростных свойств терригенных отложений по данным МПВ, а при построениях по фундаменту и ниже значимость этих сейсмических методов была обратной. Самой нижней структурной границей, прослеживаемой по латерали в разрезе, оказалась поверхность Мохо, залегающая в диапазонах глубин от 35 до 40 км. При этом, минимальная глубина ее залегания отвечает южному флангу Демидовского авлакогена, а максимальная – шельфовому продолжению структур Балтийского щита. Парадоксальными рассматриваются: подъем поверхности М до 35 км под Северо-Мурманским погребенным выступом архейского фундамента, а также высокоамплитудный прогиб поверхности М под северным крылом Демидовского авлакогена. Парадоксальность состоит здесь в отсутствии явного соблюдения принципа изостатической компенсации, или, в введенных нами терминах, – в отсутствии конформности смещений на кровле и подошве неравновесного в плотност-ном отношении слоя. Залегающая выше, внутри консолидированной коры, поверхность Конрада повторяет основные формы рельефа поверхности М с колебанием мощности нижней коры в относительно узком диапазоне 11-13 км. В силу риф-

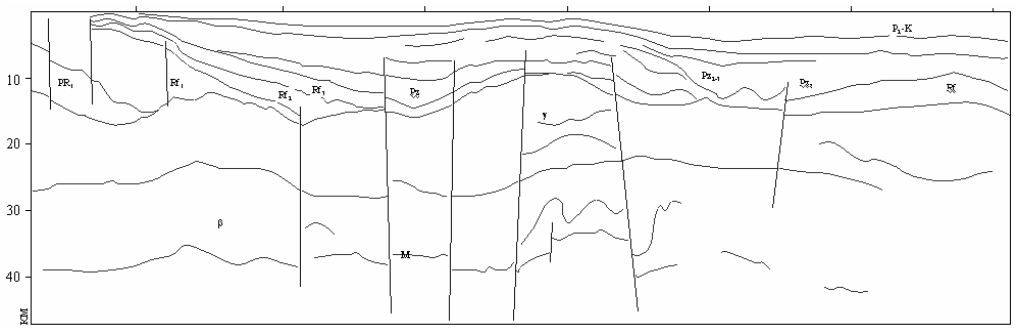

Рис. 2. Структурно-тектонический разрез по профилю АР-1 (по Верба и Атакову, 1999). Отражены поверхности напластования и секущие их дизъюнктивы (вертикальные линии), восстановленные по сейсмоволновому разрезу.

тогенной переработки коры поверхность К не прослеживается в пределах Западно-Кольского прогиба.

Верхний слой консолидированной коры, называемый также гранитным, мощностью от 10 до 24 км прослеживается повсеместно вдоль разреза. Минимальные значения этой мощности отвечают рифейскому прогибу в области Кольско-Колгуевской моноклизы, а также Демидовского авлакогена. Максимальные мощности гранитного слоя установлены в пределах шельфового продолжения Балтийского щита. Залегающий выше кристаллический фундамент состоит по данным сейсморазведки из двух акустических слоев. Нижний слой с граничной скоростью 6300 м/с имеет кровлю, залегающую на средней глубине 10 км, и сопоставляется с формацией архейских гнейсов. Вышележащая метаморфическая толща средней мощностью около 8 км определена как нижнепротерозойская печенгская серия. Область шельфа, где распространена нижнепротерозойская толща, полагают принадлежащей к крупному палеопрогибу, примыкающему с юга к Мурманскому архейскому блоку, а с севера – к аналогичному выступу древнего Северо-Мурманского фундамента. Перекрывающий кровлю кристаллического фундамента сейсмический горизонт существенно меняет глубину залегания своей кровли, варьируя ее вдоль профиля от 0 до 12 км и по косвенным признакам датируется рифеем при проведении аналогий с рыбачинской серией. В составе терригенных формаций, несогласно залегающих на рифейских отложениях, выделяют три структурно-вещественных комплекса. Из них нижний, обладающий пестрым вещественным составом, захватывает в возрастном отношении верхи кембрия, ордовика и значительную часть силура (каледониды). Средний, преимущественно терригенный слой, включает верхний силур и карбонатную каменноугольно-нижнепермскую толщу (ранние герциниды). Верхний слой осадочного покрова составлен терригенными образованиями верхней перми, триаса, юры и нижнего мела.

Гравитационное поле в редукции Буге $\Delta G_Б$ рассматривается нами как результат суперпозиции гравитационных откликов с разной длиной волны. Закономерность ее изменения с глубиной определим как детерминированную только в области пространственной (латеральной) стационарности исходного гравитационного поля. Независимый

анализ его составляющих с разной длиной волны алгоритмически реализован в виде процедуры свертки с передаточной функцией $h(\tau)$, определенной на разных по своей протяженности интервалах. В качестве параметра пространственной стационарности профильного сигнала, представленного здесь $\Delta G_Б$, выбран радиус автокорреляции r_{ACF}, оцениваемый в скользящем окне:

$$r_{ACF} = h(\tau) * \Delta G_Б(x). \quad (1)$$

Величина r_{ACF} может быть преобразована в глубину аномалеобразующего источника, поскольку радиус автокорреляции является параметром латеральной протяженности гравитационной аномалии [1]. В частности, зависимость радиуса автокорреляции от глубины залегания источника определяется геометрией последнего, оцениваемой по косвенным признакам. Например, в случае изометричной аномалии с достаточно протяженной областью экстремума речь идет об источнике сферической формы. Для изометричной аномалии с узкой, локализованной, областью экстремума следует говорить о бесконечной материальной вертикальной полосе. При выраженной асимметрии, когда аномалия формирует на одном из своих флангов область резкого пространственного градиента, применима модель полубесконечной горизонтальной материальной линии. Соответственно имеет место разброс в оценке глубины *h* залегания:

* геометрического центра источника сферической формы:

$$r_{\text{ACF}} = \sqrt{8}h; \quad (2)$$

* верхней кроми бесконечной материальной вертикальной полосы

$$r_{\text{ACF}} = \pi h_1 \frac{(m-1)^2}{4} / \ln\left(\frac{2^{m+1} m^m}{(m+1)^{m+1}}\right),$$

$$m = h_2 / h_1, \quad (3)$$

где h_1 и h_2 - глубины залегания верхней и нижней кромки тела;

* полубесконечной горизонтальной материальной линии

$$r_{\text{ACF}} = \pi h. \quad (4)$$

Результат подобных пересчетов приведен на рис. 3 и имеет вид семейства квазиволновых профилей, обладающих тремя основными особенностями:

- рельеф, знак особенностей, амплитуда градиентных зон монотонно меняются с глубиной от 0 до 50 км;
- на некоторых участках квазиволновые профили демонстрируют отсутствие каких-либо особенностей геологического строения, тогда как структуру гравитационного поля на этих участках можно охарактеризовать как сильно дифференцированную;
- зоны вертикальных корреляций, прослеживаемые в семействе квазиволновых профилей, более пологие, чем дизъюнктивы, восстанавливаемые по сейсмоволновому разрезу, однако имеющие приблизительно один и тот же угол падения.

Все отмеченные особенности можно отнести к недостаткам разработанного метода. Вместе с тем, уже на данной стадии расчетов можно отметить несомненные корреляции полученного квазиволнового гравитационного разреза и разреза, восстановленного по материалам сейсморазведки. В частности, отражение нашли Северо-Мурманский погребенный выступ и примыкающий к нему Западно-Кольский рифтогенный прогиб на юго-западной части профиля. На северо-восточной части профиля можно видеть Демидовский авлакоген, отделенный выступом от примыкающего к нему Варангерского грабена.

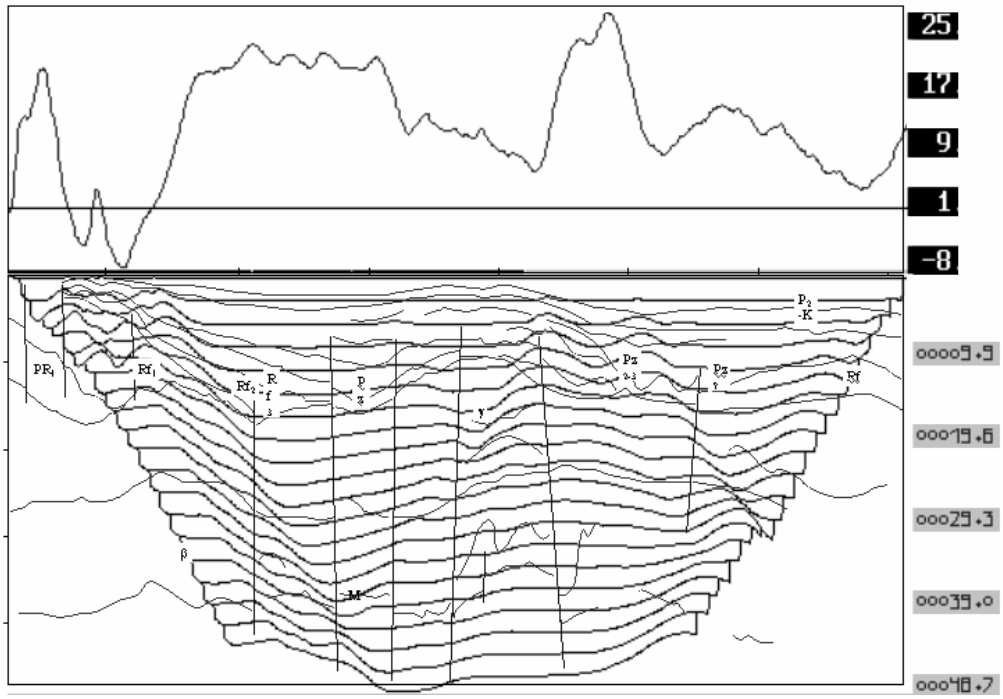

Рис. 3. Пересчет гравитационного поля в редукции Буге в квазиволновой разрез.
Расчет выполнен в скользящем окне переменных размеров, в каждом из которых обрабатывалось одно и то же исходное поле $\Delta G_Б$ (график в верхней части). Тонкие линии, заполняющие плоскость разреза повторяют рис.2, жирные линии – результат пересчета гравитационного поля

Совершенствуя данный метод количественной интерпретации потенциальных полей, мы предположили, что данному интервалу задания передаточной функции $h(\tau)$ должен соответствовать узкий диапазон длин волн в структуре исходного гравитационного поля. Иными словами, теперь на каждом этапе пересчета участвует не один и тот же пространственный сигнал $\Delta G_Б$, а одна из его компонент, полученная на стадии предварительной частотной фильтрации. Семейство рассчитанных профилей разноглубинных волн отображено на рис. 4.

Визуальное сопоставление структуры сейсмоволнового разреза (жирные линии) со структурой квазиволнового разреза на рис. 4 демонстрирует высокие корреляции по всей плоскости разреза. Уверенно отбиваются шовные зоны, разделяющие региональные структурные единицы, включающие блоки карельского фундамента, а также рифейские, каледонские и герцинские рифтогенные прогибы. Можно видеть резкое, близкое к скачкообразному, изменение длины волн на границе палеозойских и рифейских формаций, на основании чего уверенно отбивается кровля консолидированного фундамента. Области нарушения латерального прослеживания отдельных поверхностей напластования, объединяемые в сейсмоволновой интерпретации в субвертикальные дизъюнктивы, отчетливо выделяются в виде резких градиентных зон в реконструированном ансамбле волн,

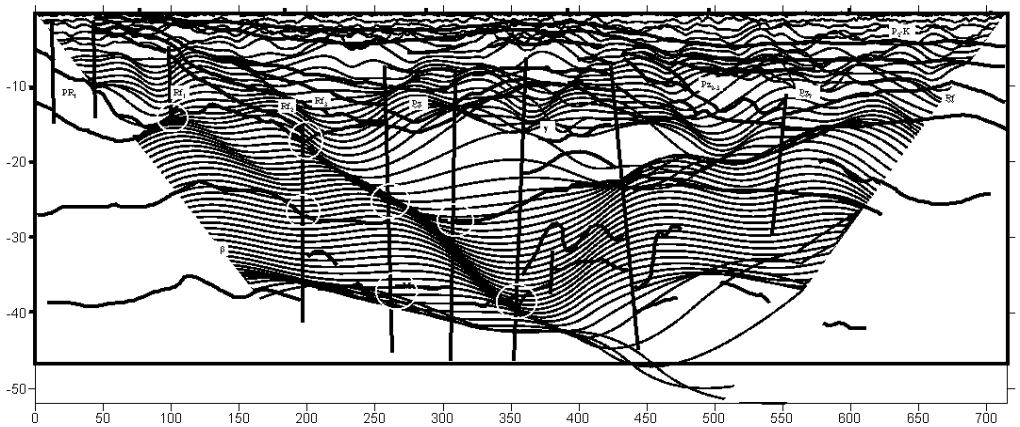

Рис. 4. Пересчет гравитационного поля в редукции Буге в квазиволновой разрез.
Расчет выполнен в скользящем окне переменных размеров, в каждом из которых обрабатывалось одна из частотных составляющих исходного поля $\Delta G_Б$

причем эти зоны, согласно моделям современной геотектоники, выполаживаются по мере движения от дневной поверхности к кровле верхней мантии.

Заключение

По аналогии с представлением неравновесных гидродинамических сред разработана методика квазиволнового представления структурно-геологичес-кого разреза на основании авторских пересчетов гравитационного поля в редукции Буге. Важность данного метода реконструкции состоит в том, что, во-первых, его результаты коррелируются с сейсмоволновыми разрезами, что выгодно отличает наш метод от классических способов подбора и аналитических продолжений, и, во-вторых, итоговые структурные разрезы отображают разноранговые дизъюнктивные и пликативные дислокации, что существенно в прогнозных задачах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Серкеров С.А.* Спектральный анализ в гравиразведке и магниторазведке. М., 1991.

2. *Петров О.В.* Нелинейные явления термогравитационной неустойчивости и внутренние гравитационные волны Земли. ДАН СССР, т. 326, № 3, 1992, с. 506-509.

3. *Егоров А.С., Мовчан И.Б. и др.* Геолого-геофизическая и геодинамическая модели литосферы по линии геотраверса Рубцовск – мыс Невельского. Журн. Региональная геология и металлогения. №10, 2000, с. 110-118. ГИАБ

Коротко об авторах

Мовчан Игорь Борисович – кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафед-ры геоэкологии,

Яковлева Александра Анатольевна – кандидат физико-математических наук, доцент кафедры математики,

Санкт-Петербургский государственный горный институт им. Г.В. Плеханова (технический университет).