

ТРАНСФОРМАЦИИ АНОМАЛИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ ДЛЯ ШАРООБРАЗНОЙ МОДЕЛИ ЗЕМЛИ

*А.С. ДОЛГАЛЬ, доктор физико-математических наук
(Пермский федеральный исследовательский центр УрО РАН,
Пермский государственный национальный исследовательский
университет, Россия)*

Для решения геологических задач используются результаты измерений гравитационного поля Земли в редукции Буге. На величину аномалий силы тяжести Δg_B в каждой точке наблюдений оказывают влияние геологические объекты, имеющие различную форму и плотность, залегающие на разных глубинах. Целью трансформации является преобразование цифровых моделей поля Δg_B , которое направлено на «фокусировку» информации об аномалиях, связанных с отдельными геологическими телами, их группами или определенными геологическими границами [3]. Для трансформации региональных аномалий силы тяжести, полученных в результате гравиметрических съемок масштаба 1:200 000 и мельче необходимо учитывать шарообразную форму Земли [5].

В настоящее время для трансформации используется приближение наблюдаемого поля Δg_B теоретическим полем Δg_B^* , представленном в виде системы потенциальных функций. Данная система функций представляет собой совокупный аномальный эффект сеточного пространственного распределения элементарных масс m , определенных в результате минимизации функционала $F = \|\Delta g_B - \Delta g_B^*\|$. Задача сводится к решению системы линейных алгебраических уравнений (СЛАУ) с приближенно заданной правой частью: $Gm = \Delta g_B$, где G – квадратная матрица значений гравитационных эффектов для точечного источника с единичной массой ($m = 1$), m – вектор неизвестных значений аномальных масс, Δg_B – вектор значений аномалий силы тяжести. Под гравитационным эффектом случае использования шарообразной модели Земли подразумевается радиальная производная гравитационного потенциала точечного источника

$$V_R(R_0, \varphi_0, \lambda_0) = fm(R - r \cos \omega) / r_0^3,$$

где $f = 6.67 \times 10^{-11} \text{ м}^3 \cdot \text{кг}^{-1} \cdot \text{с}^{-2}$ – гравитационная постоянная;
 m – масса источника;

$R_0, \varphi_0, \lambda_0$ – координаты точки измерений;

r, φ, λ – координаты источника;

$$r_0 = \sqrt{R_0^2 + r^2 - 2R_0r\cos\omega};$$

ω – угол при центре O земного шара между точкой измерений и источником,

$$\cos\omega = \cos\varphi_0\cos\varphi + \sin\varphi_0\sin\varphi\cos(\lambda_0 - \lambda).$$

Как известно, истинная фигура Земли является геоидом, который при картографических построениях аппроксимируется эллипсоидом вращения. Геодезические координаты относятся к общеземному эллипсоиду, размеры и форма которого определяются значениями большой полуоси и сжатия (для России - ПЗ-90.11). Предлагается использовать переход от геодезических координат (широты B и долготы L) к сферическим (φ, λ), предложенный В.В. Каврайским: $\varphi = B - 8'39'' \sin 2B$, при $\lambda = L$ и радиусе Земли $R = 6372.9$ км. Использование сферы Каврайского позволяет снизить относительные погрешности в расстояниях до 0.08%, в угловых величинах – до 0.1% [2]. Данное преобразование координат используется при вычислении матрицы коэффициентов G .

Разработан алгоритм, использующий решение СЛАУ итерационным методом Зейделя с погрешностью $\|Gm - \Delta g_B\| \cong \delta$, где δ – параметр, сопоставимый с точностью гравиметрической съемки. Высокое качество аппроксимации аномалий силы тяжести и скорость сходимости итерационного процесса обеспечивает соблюдение условия $1 \leq R^*/\Delta r \leq 1.5$, где R^* – удаление точечной массы от поверхности наблюдений по нормали вниз, Δr – расстояние между точками измерений [0]. Алгоритм реализован в виде программы APPROX_SF, написанной с использованием объектно-ориентированного языка программирования Delphi. После формирования аналитической модели поля Δg_B с использованием подобранных значений масс m могут быть восстановлены гравитационный потенциал V , его 1-я V_R или 2-я V_{RR} радиальные производные в произвольно выбранных точках верхнего, по отношению к источникам поля, пространства.

Отличительными особенностями метода [4] является высокая точность преобразований цифровой модели гравитационного поля Δg_B , учет различий в высотах точек его задания, подавление негармонической составляющей (помехи), возможность одновременного выполнения трансформации и 3D-интерполяции данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аронов В.И. Методы построения карт геолого-геофизических признаков и геометризации залежей нефти и газа на ЭВМ. – М.: Недра, 1990. – 300 с.
2. Белкин А.М., Миронов Н.Ф., Рублев Ю.И., Сарайский Ю.Н. Воздушная навигация: справочник. – М.: Транспорт, 1988. – 303 с.
3. Гравиразведка: Справочник геофизика /Под ред. Е.А. Мудрецовой, К.Е. Веселова. 2-е изд. перераб. и доп. – М.: Недра, 1990. – 607 с.
4. Долгаль А.С., Костицын В.И., Новикова П.Н., Пугин А.В., Рашидов В.А., Христенко Л.А. Практическое применение истокообразной аппроксимации геолого-геофизических данных // – Геофизика. 2017. № 5. – С. 29–37.
5. Раевский Д.Н., Степанова И.Э. Модифицированный метод S-аппроксимаций. Региональный вариант // – Физика Земли. 2015. № 2. – С. 44–54.