Записки Ленинградского ордена Ленина, ордена Октябрьской Революции и ордена Трудового Красного Знамени горного института им. Г. В. Плеханова, т. LXVI, вып. 2, 1974 г.

О КОМПЛЕКСИРОВАНИИ ДЕТАЛЬНОЙ ГРАВИРАЗВЕДКИ С МИКРОСЕЙСМОРАЗВЕДКОЙ ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ

И. Г. Клушин, В. С. Музылев

При геологическом картировании рудных районов в крупных масштабах (1 : 50000, 1 : 25000 и крупнее) широко применяется детальная гравиразведка, которая позволяет выявить многие особенности геологического строения коренных пород, перекрытых рыхлыми отложениями [3]. Гравиметрическая съемка является лишь небольшой частью комплексных работ, которые обычно включают, наряду с собственно геологическими маршрутами и бурением картировочных и поисковых скважин, магнитную съемку, электроразведочные работы, геохимическую и радиометрическую съемки, петрографические и петрохимические исследования, а в наиболее сложных геологических условиях — сейсмические исследования. Данные каждого метода анализируют с учетом сведений, полученных другими методами. Наиболее тесно связан между собой анализ гравитационного и магнитного полей [4, 5].

В районах, где коренные породы перекрыты рыхлыми отложениями, мощность которых изменяется от нескольких метров до нескольких десятков метров, в данные гравиметрической съемки необходимо вводить поправки за изменение мощности рыхлого слоя [1]. Поправка может быть вычислена по данным бурения, электроразведки или сейсморазведки. Однако ни бурение, ни геофизические исследования, как правило, не планируются специально для того, чтобы получить сведения, необходимые для расчета и введения одной из поправок в гравитационное поле. Каждое исследование направлено на получение определенной геологической информации и лишь попутно решает другие задачи. Для определения мощности рыхлых отложений обычно применяется электроразведка в модификации ВЭЗ или непрерывного частотного зондирования НЧЗ [7]. Наиболее целесообразно сочетание гравиразведки и электроразведки, так как, кроме определения мощности рыхлых отложений, электроразведка позволяет дифференцировать коренные породы по их удельному электрическому сопротивлению.

На Кольском полуострове и в Карелии из-за неблагоприятного геоэлектрического разреза электроразведка далеко не всегда позволяет получить с достаточной точностью данные о мощности рыхлых отложений. Дифференцировать коренные породы по удельному сопротивлению, за исключением филлитов и графитизированных сланцев, еще сложнее. Значительно бо́льшие возможности здесь имеет сейсморазведка, так как по упругим свойствам рыхлые породы существенно

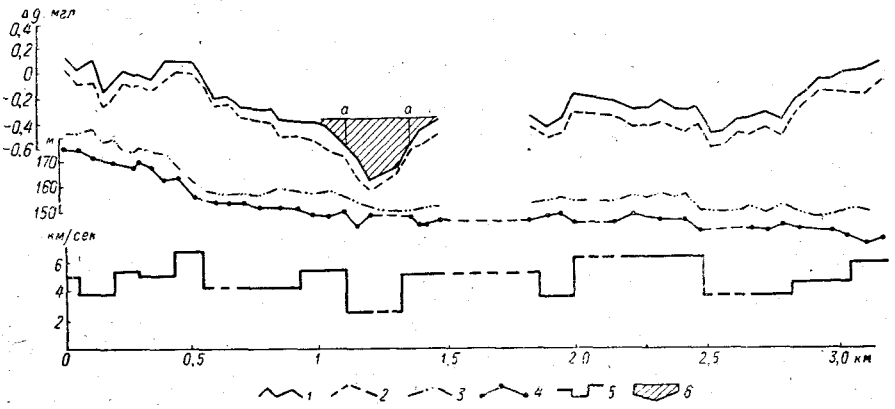
отличаются от коренных. Скорость распространения продольных волн в рыхлых породах в зависимости от их обводненности и зернистости колеблется от 0,2 до 1,5, реже до 2 *км/сек*, в коренных же породах она изменяется от 3,0 до 6,8 *км/сек* и лишь в зонах дробления понижается до 2,5 *км/сек*. Таким образом, имеется возможность не только определять мощность рыхлых отложений, но и четко разделять коренные породы различного состава по величине граничной скорости.

Появление портативных специализированных сейсмостанций с одним или двумя каналами (типа СПС-2) позволяет успешно применять сейсморазведку методом преломленных волн в комплексе с высокоточной гравиметрической съемкой. Использование таких сейсмостанций позволяет определять без применения взрывов мощность рыхлых отложений до глубины 30—50 *м*, с ошибкой около 5%, расчленять рыхлые отложения по скорости упругих волн, а при их мощности до 15—20 *м* — определять значения граничных скоростей в коренных породах. Высокая точность измерения времени распространения сейсмических волн ($\mp 0{,}0002$ *сек*) позволяет определять граничную скорость $v_г$ на базе 10 *м* с точностью около 10% при величине скорости 5 *км/сек* [6]. Меньшие значения $v_г$ могут быть определены с большей точностью. Связь скорости распространения упругих волн в рыхлых породах с их плотностью более устойчивая, чем связь плотности с электрическим сопротивлением, поэтому и поправка за изменение мощности этих пород может быть вычислена более точно.

Методика сейсморазведочных работ с использованием специализированных сейсмостанций в комплексе с высокоточной гравиметрической съемкой в зависимости от геологических условий может быть различной. При небольшой мощности рыхлых отложений (до 15 *м*) и относительно ровном (в пределах одного годографа) рельефе погребенных коренных пород, о чем можно судить по прямолинейности годографов преломленных волн, целесообразно использовать наиболее простую и соответственно менее трудоемкую систему наблюдений — одиночные годографы. Они позволяют определять мощность рыхлых отложений под пунктом удара, а при непрерывном профилировании с небольшим перекрытием — и граничную скорость в коренных породах, в предположении, что в интервале между пунктами ударов она постоянна. При большей мощности рыхлых отложений, резко изменяющемся рельефе коренных пород и частой их смене необходимо переходить к системе встречных годографов, дополняя ее нагоняющими. Расстояния между сейсмоприемниками вблизи от пункта взрыва должны быть равны 1—2 *м* с последующим увеличением до 5 *м*. При прослеживании преломленной волны расстояние между приемниками может быть увеличено до 10 *м*, если в задачу работ не входит выделение небольших зон тектонических нарушений ($\sim$10 *м*) и других геологических неоднородностей, выходящих под рыхлые отложения, такой же или меньшей мощности.

На рисунке показаны результаты гравиметрических и сейсмических наблюдений по профилю протяженностью 3 *км*. Представляет интерес четко выраженная корреляция между изменениями силы тяжести и граничной скорости продольных волн. Резко выраженные локальные минимумы Δg интенсивностью 0,2—0,4 *мгл* соответствуют минимумам граничной скорости. Уменьшение $v_г$ с 5,5—6,0 до 3,0—2,5 *км/сек* означает уменьшение плотности пород σ на несколько десятых долей грамма на кубический сантиметр. Для определения перепада плотности $\Delta\sigma$ можно воспользоваться эмпирическим графиком К. Дрейка [8], показывающим зависимость $v(\sigma)$ для продольных волн, либо соответствую-

щими графиками Л. М. Горбуновой и М. Д. Лизинского, которые построены по лабораторным определениям метаморфических и изверженных пород Печенгского района. В условиях, когда глубина залегания пород составляет десятки метров, лабораторные данные, полученные при атмосферном давлении, видимо, правильно отражают связь сопоставляемых физических параметров, так как эффектом давления еще можно пренебречь. Вместе с тем при сейсмических наблюдениях с малым (100—150 *м*) интервалом между источником возбуждения и сейсмоприемником эффект рефракции сейсмических лучей еще не проявляется в той мере, как для больших интервалов.



Сопоставление результатов сейсморазведки и гравиразведки по профилю

Аномалии Буге: *1* — с поправкой за слой моренных отложений, *2* — без поправки; рельеф: *3* — поверхности земли, *4* — погребенных коренных пород; *5* — график граничной скорости продольных сейсмических волн; *6* — локальный минимум Δg

Зоны пониженных значений граничной скорости (2,5—3 *км/сек*) в условиях повсеместного распространения кристаллических пород архея и протерозоя можно уверенно сопоставлять с зонами тектонических нарушений. Такие зоны можно трассировать между редкими сейсмическими профилями, используя материалы гравиметрической съемки. Особенность аномалий Δg, приуроченных к небольшим разломам, состоит в том, что аномалии имеют вид узких локальных минимумов, тогда как крупным и средним разломам соответствуют зоны гравитационных ступеней. Небольшие разломы часто рассекают блоки пород одного состава, поэтому изменения силы тяжести в этом случае связаны только с локальным разуплотнением пород вследствие их раздробленности. Крупные тектонические нарушения нередко располагаются на стыках блоков пород разного состава. Здесь преобладающее влияние на аномалии Δg оказывает различие плотности контактирующих блоков, поэтому аномалии Δg приобретают вид узких и протяженных ступеней. При отсутствии сейсмических данных определить геологическую природу слабых (0,2—0,4 *мгл*) аномалий трудно, а часто и невозможно.

Совместное использование гравитационных и сейсмических данных позволяет не только определить положение тектонических нарушений в плане, но и получить приближенное представление о их распространении на глубину. Сейсмический разрез дает сведения о ширине зоны тектонического нарушения и перепаде скорости $v_г$. Интегрируя аномалию Δg, приуроченную к разлому, получаем избыточную массу, прихо-

дящуюся на единицу длины. При постоянной избыточной плотности $\Delta\sigma$ $M=\Delta\sigma s$, где s — площадь поперечного сечения. Если известен поперечный размер зоны пониженной плотности и общая площадь, то легко вычислить ее вертикальный размер. Будучи принципиально простой, оценка глубины распространения тектонических нарушений требует некоторых пояснений и соответствующего усложнения физической модели. Затухание зоны разлома с глубиной можно понимать, как уменьшение с глубиной ее поперечных размеров. Вместе с тем, очевидно, с глубиной исчезает и различие в плотности. По физическим соображениям целесообразно принять, что различие плотности нарушенных и консолидированных пород с глубиной уменьшается по закону $\Delta\sigma(z)=\Delta\sigma(0)e^{-\gamma z}$, где γ — некоторая пока не известная величина; отсчет глубины ведется от поверхности коренных пород. При таком представлении об изменении с глубиной плотности и ширины l нарушенной зоны избыточную массу найдем с помощью равенства

$$M=\int_0^h l(z)\Delta\sigma(z)\,dz. \tag{1}$$

На глубине h, где зона разлома имеет пренебрежимо малую (с точки зрения аномалий Δg) ширину, избыточная плотность $\Delta\sigma$ составляет некоторую часть максимального значения

$$\Delta\sigma(h)=\alpha\Delta\sigma(0); \quad \alpha<1. \tag{2}$$

Задавая, например, $\alpha=0{,}2$; 0,4; 0,6, находим некоторые пределы величины h. Поскольку $l(0)=l$, $l(h)=0$, то

$$l(z)=l\left(1-\frac{z}{h}\right). \tag{3}$$

Аналогично заменяем

$$\Delta\sigma(z)=\Delta\sigma(0)e^{-\gamma z}=\Delta\sigma(0)e^{\frac{z}{h}\ln\alpha}. \tag{4}$$

Отсюда

$$M=\Delta\sigma(0)lh\int_0^1\left(1-\frac{z}{h}\right)e^{\frac{z}{h}\ln\alpha}d\left(\frac{z}{h}\right)=\Delta\sigma(0)lh\left[\frac{\alpha-1}{(\ln\alpha)^2}-\frac{1}{\ln\alpha}\right]. \tag{5}$$

При α равном 0,2; 0,4; 0,6 выражение в квадратных скобках соответственно равно 0,31; 0,38; 0,42.

Связь величины Δv и $\Delta\sigma$ имеет простой вид:

$$\Delta\sigma=m\Delta v, \tag{6}$$

где m — коэффициент пропорциональности. По графику К. Дрейка $m=0{,}19$ $(г/см^3)/(км/сек)$.

Известно [2], что

$$Q(\infty)=\lim_{a\to\infty}Q(a)=\lim_{a\to\infty}\int_a^a\Delta g(x)\,dx=2\pi fM, \tag{7}$$

где f — гравитационная постоянная.

С учетом выражений (6) и (7) формула для определения глубины распространения разлома по совокупности гравиметрических и сейсмических данных принимает вид:

$$h=\frac{CQ(\infty)}{2\pi f\Delta vl}, \tag{8}$$

где коэффициент $C=(13\div16)$ $(км/сек)/(г/см^3)$. Для вычисления $Q(\infty)$ удобно воспользоваться приемами Е. Г. Булаха [2].

В качестве примера рассмотрим четко выраженный минимум Δg и Δv в левой части рисунка. Локальная аномалия силы тяжести достигает $-(0{,}4 \div 0{,}5)$ *мгл*, уменьшение скорости составляет 2,5—2,6 *км/сек* на интервале $l = 200$ *м*. Подстановка численных значений в формулу (8) дает $h \simeq (80 \div 95)$ *м*. Можно полагать, что это оценка минимальной глубины, поскольку тонкая вертикальная зона разуплотнения пород на большой глубине практически мало влияет на величину аномалии силы тяжести.

Таким образом, имеющийся опыт подтверждает целесообразность комплексирования детальной гравиразведки и малоглубинной сейсморазведки при геологическом картировании и поисковых работах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бродовой В. В., Цареградский В. А. Роль высокоточной гравиметрии при поисках медных и полиметаллических месторождений в Казахстане.— В кн.: Геофиз. исследования в Казахстане. Алма-Ата, «Казахстан», 1968.
2. Булах Е. Г. Интегральное соотношение для интерпретации гравитационных аномалий. Киев, «Наукова Думка», 1965.
3. Геофизические исследования при геологическом картировании. Алма-Ата, «Казахстан», 1968.
4. Клушин И. Г. Комплексное применение геофизических методов для решения геологических задач. Л., «Недра», 1968.
5. Логачев А. А. Магниторазведка, Л., «Недра», 1968.
6. Музылев В. С. Вопросы разведочной геофизики. Сейсморазведка. Л., «Недра», 1966.
7. Эненштейн Б. С. Беспараметрический метод определения глубины залегания кровли кристаллического фундамента по кривым частотных зондирований.— ДАН СССР, 1968, т. 181, № 2.
8. Grant F. S., West G. F. Interpretation Theory in Applied geophysics. N. Y. Mc-Graw Hill B. C., 1964.