

Федеральное государственное автономное
образовательное учреждение высшего образования
«РОССИЙСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ ДРУЖБЫ НАРОДОВ»
ИНЖЕНЕРНАЯ АКАДЕМИЯ
Департамент недропользования и нефтегазового дела

В.Ю. Абрамов, Моисес Ромеро, И.С. Мотузов

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПРИ ПРОГНОЗЕ И ПОИСКАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

СБОРНИК ЗАДАЧ

*Учебно-методическое пособие
для студентов III и IV курсов,
обучающихся по направлению 130101 «Прикладная геология»*

Москва
Российский университет дружбы народов
2020

Абрамов, В. Ю.

А16 Геофизические методы при прогнозе и поисках месторождений полезных ископаемых: сборник задач : учебно-методическое пособие / В. Ю. Абрамов, Моисес Ромеро, И. С. Мотузов. – Москва : РУДН, 2020. – 32 с. : ил.

Задачи разработаны в соответствии с названным курсом и представляют собой задания по построению геофизических вычислений при решении прямых и обратных задач геофизических методов и др. Представлены данные для расчёта основных параметров, используемых при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых. Предложены различные варианты структурных построений, базирующиеся на использовании методов математической статистики, геостатистики и реализуемые на персональных компьютерах (EXCEL, SURFER, ARCVIEW, GEOSOFT и др.).

Предназначено для студентов III и IV курсов, обучающихся по направлению 130101 «Прикладная геология».

Подготовлено в Департаменте недропользования и нефтегазового дела Инженерной академии Российского университета дружбы народов.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Название раздела	
	Введение	4
1.	Петрофизика	5
2.	Гравиразведка	9
3.	Магниторазведка	14
4.	Сейсморазведка	20
	Список литературы	32

ВВЕДЕНИЕ

Методы анализа результатов геофизического и петрофизического изучения горных пород находят широчайшее применение при геологическом картировании новых территорий, поисках месторождений рудных и нерудных твёрдых полезных ископаемых, углеводородов и подземных вод. Для успешного усвоения теоретических основ геофизики и правильного применения тех или иных геофизических методов в практических целях решение типовых геофизических и петрофизических задач имеет очень большое значение и обладает, иногда, гораздо большим обучающим эффектом. Настоящий сборник является первой попыткой создания подобной литературы (по крайней мере многолетние поиски автора в библиотеках подобной литературы ни к чему утешительному не привели).

Сборник задач предназначен для студентов геологических специальностей, но может быть использован и студентами геофизиками и гидрогеологами и строителями на практических занятиях по основам геофизики в целом и по отдельным её разделам.

Раздел 1. ПЕТРОФИЗИКА

Для успешного разделения геофизических аномалий по степени их перспективности на какие-либо виды сырья необходимо научиться отделять сами аномалии от рядовых или фоновых результатов измерений. Для решения этих задач широко применяются методы математической статистики (или геостатистики).

Теория. Статистическая обработка результатов измерений физических свойств образцов горных пород и руд служит для количественной оценки закономерностей геологического строения изучаемого района. Различные физические свойства – плотность, магнитная восприимчивость, остаточная намагниченность и другие не остаются постоянными даже в пределах одного интрузивного массива или пласта. Поэтому при измерении физических свойств серии образцов, относящихся к одному петрографическому типу, обычно фиксируют различные значения, для которых необходимо найти средние значения физических параметров и оценить степень их изменчивости. Помимо этого, один петрографический тип часто включает несколько петрографических групп, отличающихся друг от друга как по средним значениям физических свойств, так и по степени их изменчивости. В связи с этим одной из задач статистического анализа является расчленение изучаемой серии образцов на однородные петрофизические группы, с которыми должны быть соотнесены соответствующие петрофизические подтипы. Затем для каждой из выделенных однородных петрографических групп необходимо определить средние значения измеренных величин и другие их статистические характеристики.

Физические свойства горных пород и руд являются непрерывными случайными величинами, которые могут принимать любые значения в пределах выделенного интервала. У изучаемой серии образцов некоторые значения физических свойств будут встречаться часто, а другие значения реже, иными словами вероятность обнаружения различных значений физических свойств будет различной. Соотношение, устанавливающее связь между возможными значениями случайной величины физического свойства и величинами вероятностей их обнаружения, называется законом распределения случайной величины.

Чем больше образцов для проведения измерений отобрано из пласта или интрузива, иными словами, чем больше объем выборки, тем точнее полученные данные будут отражать реальные физические свойства изучаемого объекта. Полный набор всех возможных значений, которые может принимать случайная величина, называется генеральной совокупностью. Очевидно, что чем больше выборка, тем ближе она к генеральной совокупности.

В большинстве случаев закон распределения для физических свойств горных пород и руд является нормальным (закон распределения Гаусса). Плотность вероятностей случайной величины $X(i)$ (или частота встречаемости значений случайной величины) для нормального закона распределения описывается формулой

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{(x-\bar{x})^2}{2\sigma^2}\right], \quad (1.1)$$

где σ – среднее квадратичное отклонение;

\bar{x} – математическое ожидание случайной величины (как правило - среднее по выборке).

График этой функции имеет вид, отражённый на рис. 1.1.

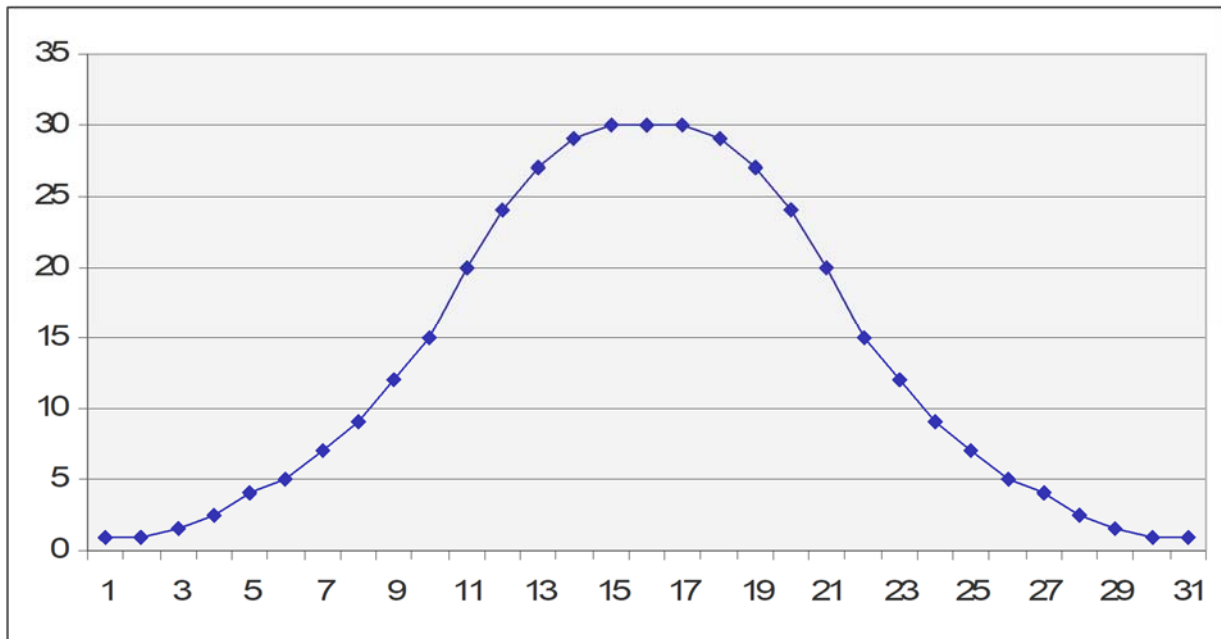


Рис. 1.1. График кривой нормального закона распределения случайной функции (результатов измерений).

Значение X , соответствующее максимуму функции $f(x)$, называется модой.

При большом количестве измерений по образцам математическое ожидание равно среднему значению (на практике считается, что при нормальном законе распределения достаточно 30 измерений, чтобы это условие выполнялось).

$$\bar{x} = \frac{x(1) + x(2) + \dots + x(n)}{n} \quad (1.2)$$

Среднее квадратичное отклонение или стандарт находят по формуле

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x(i) - \bar{x})^2} \quad (1.3)$$

Как видно из рис. 1.1, величина стандарта σ равна полуширине кривой распределения на высоте в \sqrt{e} раз меньше максимальной.

В 95% случаев значение измеренной физической величины будет лежать в интервале от $x - 2\sigma$ до $x + 2\sigma$.

Помимо моментов первого и второго порядков (среднего и стандарта) числовыми характеристиками распределения вероятностей являются моменты третьего и четвёртого порядка.

Коэффициент асимметрии (момент третьего порядка) – A указывает на отличие кривой распределения вероятностей от симметричного графика.

$$A = \frac{1}{n * \sigma^3} \sum_{i=1}^n (x(i) - \bar{x})^3 \quad (1.4)$$

При положительном значении коэффициента асимметрии пик кривой частоты встречаемости лежит левее моды, а при отрицательном правее (рис. 1.2).

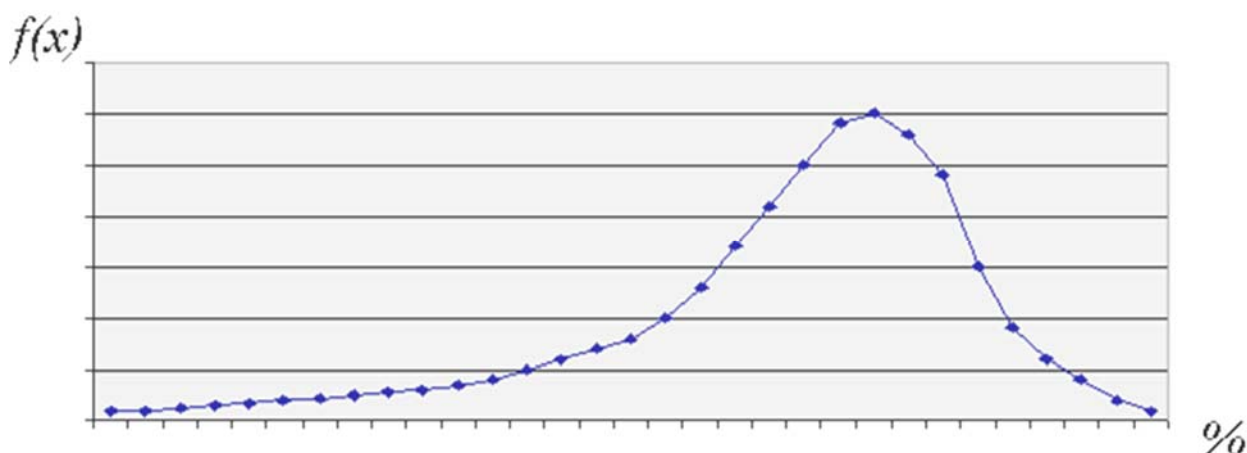


Рис. 1.2. График асимметричной кривой нормального закона с положительным коэффициентом асимметрии случайной функции (результатов измерений)..

Коэффициент эксцесса (момент четвёртого порядка) – E – характеризует отклонение изучаемого распределения вероятности от нормального, для которого он равен нулю.

$$E = \frac{1}{n * \sigma^4} \sum_{i=1}^n (x(i) - \bar{x})^4 - 3 \quad (1.5)$$

Если $E > 0$, то график распределения плотностей вероятности распределения будет иметь более острую и высокую вершину, чем нормальная кривая, а если $E < 0$ – более низкую и плоскую вершину.

Поскольку изучаемая выборка всегда меньше генеральной совокупности, то для неё используют понятия «выборочный коэффициент асимметрии» и «выборочный коэффициент эксцесса».

Задача 1.1. Рассчитать среднее значения по выборке измерений, дисперсию, асимметрию и эксцесс измеренных величин.

Таблица 1.1. Варианты задания

Варианты	1	2	3	4	5
№ точки	(Лейкократовый гранит) Шаг - 10 см.	(Гранит) Шаг - 10 см. $\cdot 10^{-3}$	(габбро) Шаг – 10 см. $\cdot 10^{-3}$	(габбро) Шаг – 5 см. $\cdot 10^{-3}$	(Крупнозернистый гранит) Шаг – 5 см. $\cdot 10^{-3}$
1.	-0,442	-0,006	-5,301	-0,385	-0,006
2.	-0,144	-0,025	-7,220	-0,317	-0,025
3.	-0,017	-0,010	-5,818	-1,001	-0,010
4.	-0,024	-0,003	-12,90	-0,275	-0,003
5.	-0,296	-0,020	-7,842	-0,301	-0,020
6.	-0,213	-0,124	-3,906	-0,860	-0,065
7.	-0,233	-0,101	-9,602	-1,037	-0,056
8.	-0,298	-0,142	-4,809	-0,395	-0,141
9.	-0,019	-0,127	-10,08	-0,323	-0,103
10.	-0,58	-0,108	-7,224	-0,369	-0,139
11.	-0,115	-0,139	-8,402	-0,389	-0,124
12.	-0,134	-0,124	-6,491	-0,878	-0,192
13.	-1,029	-0,192	-5,975	-0,415	-0,120
14.	4,388	-0,120	-4,384	-0,875	-0,131
15.	-0,011	-0,131	-5,378	-0,883	-0,124
16.	-4,746	-0,025	-7,345	-0,223	-0,101
17.	-4,145	-0,010	-4,390	-0,965	-0,142
18.	-0,044	-0,003	-8,515	-0,832	-0,127
19.	-0,303	-0,020	-5,564	-0,964	-0,108
20.	-0,276	-0,124	-10,08	-0,415	-0,103
21.	-0,344	-0,192	-7,224	-0,875	-0,139

Задача 1.2. Определить минимальное значение, максимальное значение, минимально аномальное значение измеренных величин. Выяснить по результатам расчетов – есть ли в выборке «ураганные» величины измерений.

Варианты из предыдущего задания.

Раздел 2. ГРАВИРАЗВЕДКА

Гравirazведка

Второй закон Ньютона выражается формулой

$$F = ma, \quad (2.1)$$

где a – ускорение, приобретаемое телом массой m под воздействием силы F .
Центростремительная сила

$$F = m\omega^2 R = mv^2 / R, \quad (2.2)$$

где m – масса; ω – угловая скорость; v – линейная скорость; R – радиус окружности.

Сила притяжения двух точечных тел или однородных шаров массами m_1 и m_2 , находящихся на расстоянии R , определяется по закону всемирного тяготения:

$$F = (G m_1 m_2) / R^2 \quad (2.3)$$

Где G – гравитационная постоянная, равная (по результатам экспериментов на конец XX века) $6,67384 \times 10^{-11} \text{ м}^3/\text{кг} \cdot \text{с}^2$

Если одно из этих тел имеет форму шара, радиус которого много больше размера другого тела, то этот закон тоже справедлив. Для двух тел сферической формы он справедлив при любых их размерах.

Гравитационная сила (сила тяжести) сообщает всем телам, свободно падающим у поверхности Земли, независимо от их массы одно и то же ускорение $g = 9,80665 \text{ м/с}^2 \approx 9,81 \text{ м/с}^2$. Это происходит из-за того, что инертная масса тела, входящая в уравнение движения, и гравитационная масса в законе всемирного тяготения равны друг другу.

Не следует смешивать силу тяжести и вес тела – это не одно и то же. Под весом понимается сила, с которой тело давит на опору, или это сила, с которой оно растягивает подвес. Сила тяжести на Земле везде, за исключением точек географических полюсов, не равна весу. Причина в том, что все тела участвуют во вращении Земли и, следовательно, движутся с центробежным ускорением. Поэтому, строго говоря, сила тяжести не уравнивается силой реакции опоры, равной по модулю весу. Разница между силой тяжести и весом очень мала из-за малой угловой скорости Земли и на экваторе (где эта разница максимальна) она составляет 1/278 от веса Земли.

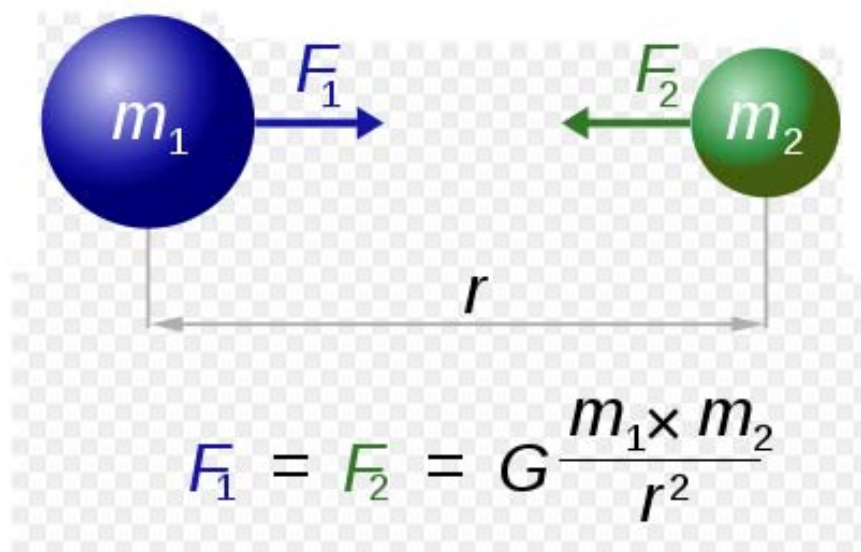


Рис. 2.1. Действие силы притяжения двух однородных шаров массами m_1 и m_2 , находящихся на расстоянии R

Нормальное значение силы тяжести учитывается по формуле

$$\gamma_0 = 978030(1 + 0.005302 \sin^2 \varphi - 0.000007 \sin^2 2\varphi) - 14 \text{ мГал} \quad (2.4)$$

где φ — широта точки определения силы тяжести.

При определении аномалий силы тяжести вводится поправка Буге

$$\Delta g_B = (0,3086 - 0,0419\sigma)H \quad (2.5)$$

где H — высота пункта наблюдений гравиметрами над уровнем моря, м; σ — плотность пород промежуточного слоя, г/см³.

Значения аномалий Буге вычисляются по формуле

$$\Delta g_a = g_H + \Delta g_B - \gamma_0 \quad (2.6.)$$

где g_H — наблюдаемое значение силы тяжести.

Аномалии Буге следует относить к вертикальной и горизонтальным координатам пункта наблюдения.

Плотность промежуточного слоя, равна 2,30 г/см³ или 2,67 г/см³

Задача 2.1.

Рассчитать значения величин силы тяжести для разных высот на площади проектируемых работ. Проект работ составляется на площадь стандартного листа топографической карты определённого масштаба. Сила тяжести (нормальные значения)

рассчитываются для всех четырёх углов карты и для её центральной части. В каждой точке рассчитывается величина силы тяжести для высот 0, 50, 100, 150, 200, 250 метров над уровнем моря (мирового океана).

Варианты представления расчетов произвольные, но приветствуется собственный вариант оформления в форме отчёта в WORD или EXCEL.

Таблица 2.1. Варианты задания

№№ п/п	Плотность промежуточ- ного слоя	Широта			
		Координаты левого верхнего угла	Координаты правого верхнего угла	Координаты левого нижнего угла	Координаты правого нижнего угла
1	2,30 г/см ³	54° 00'	54° 00'	53° 30'	53° 30'
2	2,67 г/см ³	54° 00'	54° 00'	53° 30'	53° 30'
3	2,30 г/см ³	55° 00'	55° 00'	54° 30'	54° 30'
4	2,67 г/см ³	55° 00'	55° 00'	54° 30'	54° 30'
5	2,30 г/см ³	56° 00'	56° 00'	55° 30'	55° 30'
6	2,67 г/см ³	56° 00'	56° 00'	55° 30'	55° 30'
7	2,30 г/см ³	52° 00'	52° 00'	51° 30'	51° 30'
8	2,67 г/см ³	52° 00'	52° 00'	51° 30'	51° 30'
9	2,30 г/см ³	51° 00'	51° 00'	50° 30'	50° 30'
10	2,67 г/см ³	51° 00'	51° 00'	50° 30'	50° 30'
11	2,30 г/см ³	54° 00'	54° 00'	54° 00'	54° 00'
12	2,67 г/см ³	54° 00'	54° 00'	54° 00'	54° 00'
13	2,30 г/см ³	25° 00'	25° 00'	24° 30'	24° 30'
14	2,67 г/см ³	25° 00'	25° 00'	24° 30'	24° 30'
15	2,30 г/см ³	24° 00'	24° 00'	23° 30'	23° 30'
16	2,67 г/см ³	24° 00'	24° 00'	23° 30'	23° 30'
17	2,30 г/см ³	23° 00'	23° 00'	22° 30'	22° 30'
18	2,67 г/см ³	23° 00'	23° 00'	22° 30'	22° 30'
19	2,30 г/см ³	10° 00'	10° 00'	9° 30'	9° 30'
20	2,67 г/см ³	10° 00'	10° 00'	9° 30'	9° 30'
21	2,30 г/см ³	9° 00'	9° 00'	8° 30'	8° 30'
22	2,67 г/см ³	9° 00'	9° 00'	8° 30'	8° 30'

СПРАВОЧНАЯ ИНФОРМАЦИЯ

G – гравитационная постоянная, равная

(по результатам экспериментов Генри Кавендиша в конце XVIII века) – $6,74 \times 10^{-11}$ м³/кг·с²

(по результатам экспериментов на конец XX века, поправленных в 2010 году) – $6,67384 \times 10^{-11}$ м³/кг·с²

(по результатам экспериментов начала XXI века, выполненных под руководством Терри Куина) – $6,67545 \times 10^{-11}$ м³/кг·с²

Задача 2.2. Луна движется вокруг Земли по сложной эллипсовидной орбите с переменным расстоянием между центрами Земли и Луны. Расстояние между центрами Луны и Земли в апогее – 400 000 000 км, в перигее – 350 000 000 км, среднее расстояние принято равным 380 000 000 км. Найти силы притяжения между Луной и Землёй для этих трёх случаев (а – Луна в апогее; б – Луна в перигее; в – при среднем расстоянии от центра Земли до центра Луны). Масса Земли $m_1 = m_{earth} = 6 \cdot 10^{24}$ кг, масса Луны $m_2 = m_{moon} = 7,3 \cdot 10^{22}$ кг.

$$F = 6,672 \cdot 10^{-11} \text{ Н*м}^2/\text{кг}^2 \cdot (6 \cdot 7,2 \cdot 10^{46}) / r^2,$$

Ответы

2.2.а. $F = 1,82646 \cdot 10^{20}$ Н

2.2.б. $F \approx 2 \cdot 10^{20}$ Н

2.2.в. $F = 2,38558 \cdot 10^{20}$ Н

Найдите силу притяжения между Землёй и Луной при различных расстояниях между их центрами

Таблица 2.2. Варианты переменных величин плотностей горных пород для задачи 2.2.

№ варианта	Расстояния между центрами Земли и Луны, км
1	350 500 000
2	355 000 000
3	360 000 000
4	365 000 000
5	370 000 000
6	375 000 000
7	380 000 000
8	385 000 000
9	390 000 000
10	395 000 000

Задача 2.3. Тело поднято с берега Индийского океана на Эверест (высота Эвереста = 8,848 км). На сколько уменьшилась сила тяжести mg_h на вершине Эвереста по сравнению с силой тяжести mg_0 на берегу Индийского океана? (Радиус Земли считать равным 6300 км). То же самое посчитайте для вершин а – Эльбрус высотой 5,600 км; б – Ю. Америка высотой 6,500 км; в – Килиманджаро высотой 4,500 км.

Ответ

2.3.

$$dF = 6,672 \cdot 10^{-11} \text{ Н*м}^2/\text{кг}^2 \cdot m \cdot M / (6,309^2 \cdot 10^6) - 6,672 \cdot 10^{-11} \text{ Н*м}^2/\text{кг}^2 \cdot m \cdot M / (6,3^2 \cdot 10^6) = ,$$

2.3.а $h = 5,6$ km

$$dF = 6,672 * 10^{-11} \text{ Н*м}^2/\text{кг}^2 * \text{м} * \text{М} / (6,3056^2 * 10^6) - 6,672 * 10^{-11} \text{ Н*м}^2/\text{кг}^2 * \text{м} * \text{М} / (6,3^2 * 10^6) =$$

$$2.3.6 \quad h = 6,5 \text{ km}$$

$$dF = 6,672 * 10^{-11} \text{ Н*м}^2/\text{кг}^2 * \text{м} * \text{М} / (6,3065^2 * 10^6) - 6,672 * 10^{-11} \text{ Н*м}^2/\text{кг}^2 * \text{м} * \text{М} / (6,3^2 * 10^6) =$$

$$2.3.в \quad h = 4,5 \text{ km}$$

$$dF = 6,672 * 10^{-11} \text{ Н*м}^2/\text{кг}^2 * \text{м} * \text{М} / (6,3045^2 * 10^6) - 6,672 * 10^{-11} \text{ Н*м}^2/\text{кг}^2 * \text{м} * \text{М} / (6,3^2 * 10^6) =$$

Задача 2.4. Найти период T обращения Луны вокруг Земли, если Луна движется по круговой орбите радиуса 380 000 000 км.

Задача 2.5.

В толщу гранитов, обладающих плотностью $\sigma_1 = \mathbf{GI}$, внедрилась интрузия базальтовых пород, плотность которых $\sigma_2 = \mathbf{BI}$ (величины плотности смотри по вариантам в таблице 1.1 ниже). Предполагается, что интрузия имеет форму шара. Радиус шара (r) равен 50 м, а глубина залегания центра шара под поверхностью земли (h) составляет 100 м.

Вычислить значение вертикальной составляющей поля притяжения на поверхности земли над центром шара. Вычисления произвести в системе единиц СИ и СГС.

Указание: Для вычислений использовать формулы (1.7) и (1.15).

Таблица 2.3. Варианты переменных величин плотностей горных пород для задачи 2.5.

	Номера вариантов задачи														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Плотность гранитов ($\sigma_1 = \mathbf{GI}$), г/см ³	2,57	2,51	2,65	2,58	2,50	2,64	2,52	2,59	2,63	2,53	2,54	2,62	2,61	2,60	2,49
Плотность базальтов ($\sigma_2 = \mathbf{BI}$), г/см ³	2,73	2,70	2,71	2,72	2,74	2,75	2,76	2,77	2,78	2,79	2,80	2,81	2,82	2,83	2,84

Продолжение таблицы 2.1.

	Номера вариантов задачи															
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	
Плотность гранитов ($\sigma_1 =$ GI), г/см ³	2,57	2,51	2,65	2,58	2,50	2,64	2,52	2,59	2,63	2,53	2,54	2,62	2,61	2,60	2,49	
Плотность базальтов ($\sigma_2 =$ BI), г/см ³	2,84	2,83	2,82	2,81	2,80	2,79	2,78	2,77	2,76	2,75	2,74	2,73	2,72	2,71	2,70	

Раздел 3. МАГНИТОРАЗВЕДКА

Задача 3.1. Измерение магнитной восприимчивости на образцах минералов и горных пород

Задача 3.2. С помощью программы Geomag 7.01 или используя возможности калькулятора на сайте Института Земного Магнетизма Российской Академии Наук (ИЗМИРАН) рассчитать параметры нормального магнитного поля для соответствующей широты и долготы с 1900 по 2010 год с интервалом в 10 лет.

Существует множество моделей магнитного поля Земли, которые создаются различными геофизическими организациями, например, региональные геомагнитные модели, описывающие главное поле Земли только на территории отдельно взятых стран. Наиболее широко распространенная и общепризнанная модель – IGRF или *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF) – Международное эталонное геомагнитное поле (МЭГП) предназначена для эмпирического представления магнитного поля Земли и рекомендована к использованию специальной рабочей группой Международной ассоциации по геомагнетизму и аэронавигации (International Association of Geomagnetism and Aeronomy – IAGA). Программа Geomag 7.01 и калькулятор ИЗМИРАН используют именно такие модели. Результаты расчётов представить в виде графика с 2010 года по 2020 год.

Таблица 1.1. Варианты заданий задачи 1

Вариант	Координаты	Вариант	Координаты
1	55°30' N 37°30' E	15	55°30' N 37°30' E
2	58°30' N 39°30' E	16	55°30' N 37°30' E
3	61°30' N 41°30' E	17	55°30' N 37°30' E
4	64°30' N 43°30' E	18	55°30' N 37°30' E
5	67°30' N 45°30' E	19	55°30' N 37°30' E
6	55°30' N 37°30' E	20	55°30' N 37°30' E
7	55°30' N 37°30' E	21	55°30' N 37°30' E
8	55°30' N 37°30' E	22	55°30' N 37°30' E
9	55°30' N 37°30' E	23	55°30' N 37°30' E
10	55°30' N 37°30' E	24	55°30' N 37°30' E
11	55°30' N 37°30' E	25	55°30' N 37°30' E
12	55°30' N 37°30' E	26	55°30' N 37°30' E
13	55°30' N 37°30' E	27	55°30' N 37°30' E
14	55°30' N 37°30' E	28	55°30' N 37°30' E

Задача 3.3. Решение прямой и обратной задач магниторазведки для тел простой формы (шар и вертикальный бесконечный стержень)

Индуктивная намагниченность пропорциональна магнитной восприимчивостью и величиной внешнего намагничивающего поля. Величина индуктивной намагниченности образцов горных пород определяется выражением

$$\vec{J} = \chi \vec{H}_i = \chi \vec{B}_i / \mu_0$$

Где H_i и B_i – напряженность и индукция внутреннего магнитного поля объекта. Однако эта формула справедлива только для слабомагнитных веществ. Для ферромагнетиков с большой (более 0,006 ед. СИ) магнитной восприимчивостью значение J зависит, в частности, от формы тела. В общем виде формула для намагниченности будет выглядеть как

$$\vec{J} = \frac{\chi \vec{B}_e}{\mu_0(1 + \chi N)}$$

где N – коэффициент размагничивания зависит только от формы тела и изменяется в пределах от 0 до 1 в ед. СИ (0 до 4 в ед. СГС, $N_{\text{СГС}} = 4N_{\text{СИ}}$), а \vec{B}_e – внешнее магнитное поле.

Среди парамагнитных веществ выделяется особая группа веществ, называемая ферромагнитными. Вследствие особенности строения внутренних электронных орбит у веществ этой группы взаимодействие между атомами настолько велико, что магнитные моменты всех атомов даже при отсутствии внешнего магнитного поля располагаются параллельно друг другу и одинаково ориентированы. Это так называемая спонтанная намагниченность. То есть, обладают магнитным моментом даже при отсутствии внешнего магнитного поля. В высоких полях магнитное состояние ферромагнетиков изменяется путем постепенного вращения спонтанной намагниченности в направлении магнитного поля. При насыщении магнитные моменты располагаются параллельно магнитному полю. Изменение намагниченности при повышении напряженности внешнего магнитного поля графически изображают кривой намагничивания (рис.5.1). В малых полях намагниченность в основном обратима. В случае скачкообразного изменения намагниченности процесс необратим.

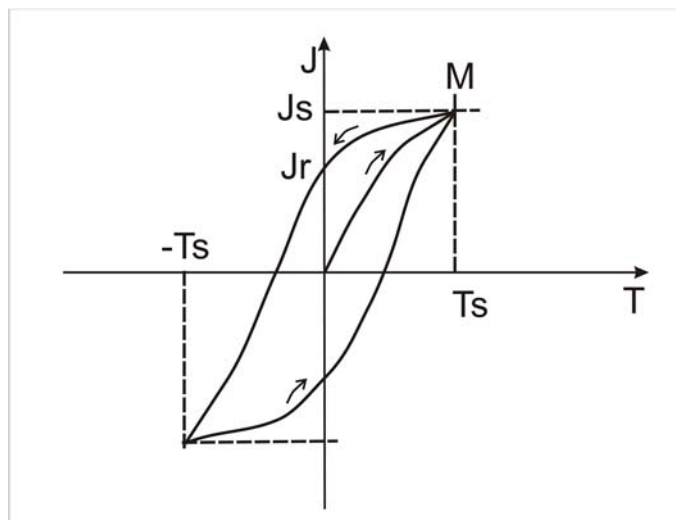


Рис. 3.1. Кривая намагничивания ферромагнетика

Характерной особенностью ферромагнитных минералов – зависимость их магнитной восприимчивости χ от температуры. С повышением температуры магнитная восприимчивость резко повышается, но определенной температуры называемой точкой Кюри (этот закон открыт Пьером Кюри). Если превысить температуру точки Кюри: железо 585°C, пирротин – 325°C, маггемит - 675°C, то минерал размагничивается и превращается в парамагнетик.

Таким образом, по определению:

Магнитная восприимчивость – это способность веществ намагничиваться (изменять свой магнитный момент) под действием внешнего магнитного поля.

Индукцированная намагниченность – это намагниченность создаваемая магнитным полем, исчезающая после прекращения его действия.

Остаточная намагниченность – намагниченность, создаваемая магнитным полем, сохраняющаяся после прекращения его действия.

Естественная намагниченность – остаточная намагниченность, создаваемая древним или современным полем Земли.

Рассчитайте, до какой интенсивности намагничиваются в магнитном поле круто падающий и горизонтально лежащий пласты сильно-магнитных пород. Пласты можно уподобить соответственно вытянутому и сжатому эллиптическим цилиндрам (рис.2.1). Соотношение полуосей взять из таблицы 2.1. согласно варианту

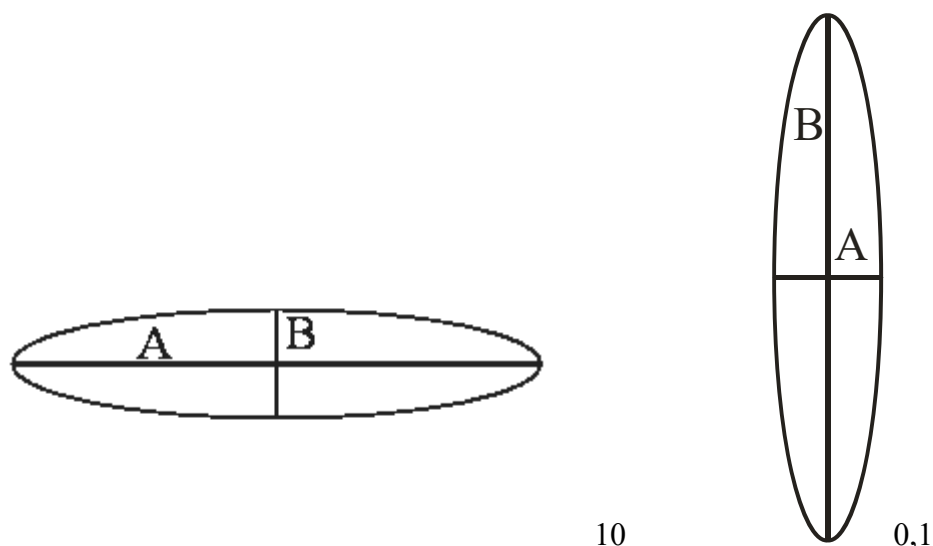


Рис.3.2. На рисунке буквами А и В обозначены полуоси эллипса поперечного сечения и указаны соотношения полуосей эллипса для круто падающего (0,1) и горизонтально лежащего пластов (10).

Оба пласта намагничиваются в магнитном поле $B_e = 50\,000$ нТл, которое направлено по вертикали. Магнитная восприимчивость пород в обоих случаях равна $\chi = 3 \cdot 10^{-2}$ ед. СИ.

Таблица 2.1.
Соотношение сторон эллипсов

Вар	В/А		Вар	В/А	
	гор.	верт.		гор.	верт.
1.	1/3	3	16.	2/8	4
2.	1/4	4	17.	2/9	9/2
3.	1/5	5	18.	2/10	5
4.	1/6	6	19.	2/11	11/2
5.	1/7	7	20.	2/12	6
6.	1/8	8	21.	3/5	5/3

7.	1/9	9	22.	3/6	2
8.	1/10	10	23.	3/7	7/3
9.	1/11	11	24.	3/8	8/3
10.	1/12	12	25.	3/9	3
11.	2/3	3/2	26.	3/10	10/3
12.	2/4	2	27.	3/11	11/3
13.	2/5	5/2	28.	3/12	4
14.	2/6	3	29.	3/13	13/3
15.	2/7	7/2	30.	3/14	14/4

Сводка формул, необходимых для решения задач

Компоненты вектора намагниченности J_x и J_z , размагничивающей силы B_{px} и B_{pz} и внутреннего намагничивающего поля B_x и B_z определяются по формулам:

$$\vec{J}_x = \frac{\overline{\alpha B_{px}}}{\mu_0(1 + \overline{\alpha L})}; \quad \vec{J}_z = \frac{\overline{\alpha B_{pz}}}{\mu_0(1 + \overline{\alpha M})}$$

$$B_x = B_{px} - LJ_x\mu_0; \quad B_z = B_{pz} - LJ_z\mu_0$$

В этих формулах через L и M обозначены размагничивающие коэффициенты вдоль полуосей A и B , которые для эллиптического цилиндра имеют значения:

$$L = B/(A+B); \quad M = A/(A+B), \quad \mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ Гн/м}$$

Задача 3.4. Построение карт изодинам и карт графиков ΔT

Построение карт изодинам ΔT и карт графиков ΔT является важным элементом обработки данных магнитной съемки. Масштаб таких карт соответствует масштабу съемки. Масштаб съемки и ее точность указаны в таблице 3.1.

Порядок выполнения работы

1. Вынести на чистый лист бумаги сеть наблюдений магнитного поля в масштабе, заданном в таблице 3.1. В каждой точке указать значение магнитного поля (взять из таблицы 3.2.).

2. Постройте карту изодинам ΔT в масштабе съемки. Для этого проведите изолинии магнитного поля и оцифруйте их. Сечение изодинам выбирается исходя из точности съемки $\delta T = 3\sigma$; δT – сечение изодинам σ – точность съемки.

3. Раскрасьте карту изодинам. Положительное поле – красным, отрицательное поле синим цветом. Для раскраски составьте легенду (не менее трех интервалов каждого цвета). Плотность раскраски зависит от интенсивности поля.

4. Постройте карту графиков δT . Для этого вынесите систему профилей на чистый лист бумаги в масштабе съемки или на один масштаб крупнее. Графики могут пересекать линию соседнего профиля. Вертикальный масштаб графиков выбирается исходя из точности съемки. 1 мм графика должен соответствовать точности съемки при высокой интенсивности поля в 1 мм может быть взята удвоенная точность съемки, при слабо

дифференцированном поле в 1 мм – половина величины точности съемки. График положительного поля поднять синим цветом, график отрицательного поля – красным.

Таблица 3.1.

<i>Вар.</i>	σ	<i>M</i>	<i>Шаг, м</i>	<i>Вар.</i>	σ	<i>M</i>	<i>Шаг, м</i>
1	10	1:10 000	50	14	6	1:500	5
2	10	1:10 000	100	15	6	1:250	1
3	10	1:5000	25	16	4	1:250	2,5
4	10	1:5000	40	17	4	1:100	1
5	10	1:5000	50	18	4	1:1000	2
6	8	1:2500	5	19	4	1:1000	5
7	8	1:2500	10	20	4	1:1000	10
8	8	1:2500	25	21	2	1:500	1
9	8	1:1000	2	22	2	1:500	2
10	8	1:1000	5	23	2	1:500	5
11	6	1:1000	10	24	2	1:250	1
12	6	1:500	1	25	2	1:250	2,5
13	6	1:500	2	26	2	1:100	1

Таблица 3.2.

Результаты измерений магнитного поля δT

ПК	ПР	ΔT	ПК	ПР	δT_2	ПК	ПР	δT_2	ПК	ПР	δT_2
1	1	67,7	2	1	71,0	3	1	94,3	4	1	89,9
1	2	64,1	2	2	74,7	3	2	96,3	4	2	90,1
1	3	68,0	2	3	87,6	3	3	105,1	4	3	91,8
1	4	89,8	2	4	95,1	3	4	108,5	4	4	90,3
1	5	117,2	2	5	101,0	3	5	99,3	4	5	88,9
1	6	131,3	2	6	98,6	3	6	85,0	4	6	81,2
1	7	137,6	2	7	89,7	3	7	70,3	4	7	74,2
1	8	133,9	2	8	78,7	3	8	53,5	4	8	60,5
1	9	130,1	2	9	72,6	3	9	38,9	4	9	46,4
1	10	124,3	2	10	70,1	3	10	29,7	4	10	39,2
1	11	120,9	2	11	68,1	3	11	22,7	4	11	34,2

Таблица 3.2.(продолжение)

ПК	ПР	dT2	ПК	ПР	dT2	ПК	ПР	dT2	ПК	ПР	dT2
5	1	54,4	6	1	37,3	7	1	14,5	8	1	-42,2
5	2	50,0	6	2	41,6	7	2	17,4	8	2	-37,1
5	3	58,2	6	3	62,0	7	3	31,8	8	3	-20,0
5	4	64,9	6	4	83,5	7	4	49,7	8	4	-5,6
5	5	76,2	6	5	96,2	7	5	59,0	8	5	16,9
5	6	83,2	6	6	105,6	7	6	71,7	8	6	45,4
5	7	86,2	6	7	106,8	7	7	84,2	8	7	76,3
5	8	82,3	6	8	111,9	7	8	100,3	8	8	91,7
5	9	83,5	6	9	122,6	7	9	112,8	8	9	106,6
5	10	80,2	6	10	131,1	7	10	125,9	8	10	105,6
5	11	85,6	6	11	145,8	7	11	142,8	8	11	114,2

Таблица 3.2.(продолжение)

ПК	ПР	dT2	ПК	ПР	dT2	ПК	ПР	dT2	ПК	ПР	dT2
9	1	-87,6	10	1	-114,1	11	1	-130,4	12	1	-140,3
9	2	-85,8	10	2	-112,5	11	2	-127,5	12	2	-140,6
9	3	-68,1	10	3	-88,2	11	3	-120,2	12	3	-137,4
9	4	-39,2	10	4	-56,8	11	4	-92,0	12	4	-126,0
9	5	1,5	10	5	-7,5	11	5	-45,8	12	5	-99,0
9	6	41,5	10	6	34,5	11	6	1,4	12	6	-59,9
9	7	75,3	10	7	60,7	11	7	42,6	12	7	-14,9
9	8	98,7	10	8	85,2	11	8	70,0	12	8	22,4
9	9	107,2	10	9	100,4	11	9	86,7	12	9	45,3
9	10	105,6	10	10	111,1	11	10	97,6	12	10	47,1
9	11	110,0	10	11	123,1	11	11	96,2	12	11	45,1

Раздел 4. СЕЙСМОРАЗВЕДКА

Сейсмическая разведка - это геофизический способ исследования строения земной коры, поисков и разведки месторождений полезных ископаемых, основанный на изучении характеристик поля упругих колебаний.

Поле упругих колебаний представляет собой упругие волны, возникшие в результате взрыва или удара и распространяющиеся в толще горных пород. Упругие волны могут отражаться и преломляться на границах пород различных типов и частично возвращаться на поверхность земли, где регистрируются специальной аппаратурой (рис. 4.1). Измеряя время распространения волн от источника до точки регистрации, скорость движения волн, амплитуду, частоту и другие характеристики, получают информацию о слоях пород (в том числе о стратиграфии и составе) и углах их наклона. При этом используют методы отраженных, преломленных и проходящих волн.

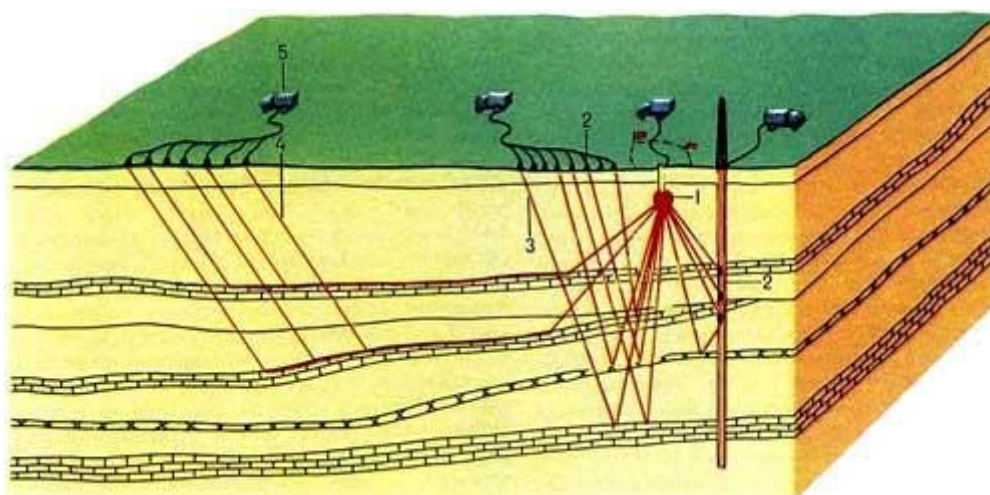


Рис. 4.1. Распространение упругих волн в рудных зонах и вмещающих породах; 1 - взрывной и невзрывной источники упругих колебаний; 2 - буровая скважина, 3 и 4 - направления распространения упругих волн, 5 - сейсмостанция

1 - рыхлые отложения; 2- рудная зона (р.) с $\sigma_{\text{п}} = 0,19$; III - вмещающие породы (в.п.) с $\sigma_{\text{п}} = 0,25$; 1 и 2 - взрывной и невзрывной источники упругих колебаний; 3 - буровая скважина, 4 - сеймоприемник, 5 - сейсмическая коса, 6 - сейсмостанция, 7- радиосвязь, 8 - направления распространения упругих волн, 9 - график отношения времени пробега поперечных и продольных волн t_s / t_p ; v - скорость распространения упругих волн;

Для каждой точки среды, в которой распространяется упругая волна, можно определить время прихода фронта волны, т.е. найти зависимость положения фронта волны от пространственных координат. Совокупность таких данных о всех точках среды называется **полем времён**. Поле времён можно представить в виде уровенных поверхностей, т.е. фронтов волны в фиксированные моменты времени. Такие уровенные поверхности называют **изохронами**. Поле времён широко используется при интерпретации данных сейсморазведки.

Годограф представляет собой графическую зависимость времени пробега волны от расстояния между точками возбуждения и регистрации этой волны. В сейсморазведке точки наблюдения обычно располагают на земной поверхности. Если точки наблюдения расположены равномерно вокруг точки возбуждения волны, то можно построить поверхностный годограф.

Для **прямой волны** (которая распространяется в однородной по упругим свойствам среде без отражающих и преломляющих границ) поверхностный годограф представляет собой конус (рис. 4.2). Линейный продольный годограф состоит из двух отрезков прямых, исходящих из точки возбуждения (рис. 4.3). Эти отрезки называются **ветвями годографа** - правой и левой.

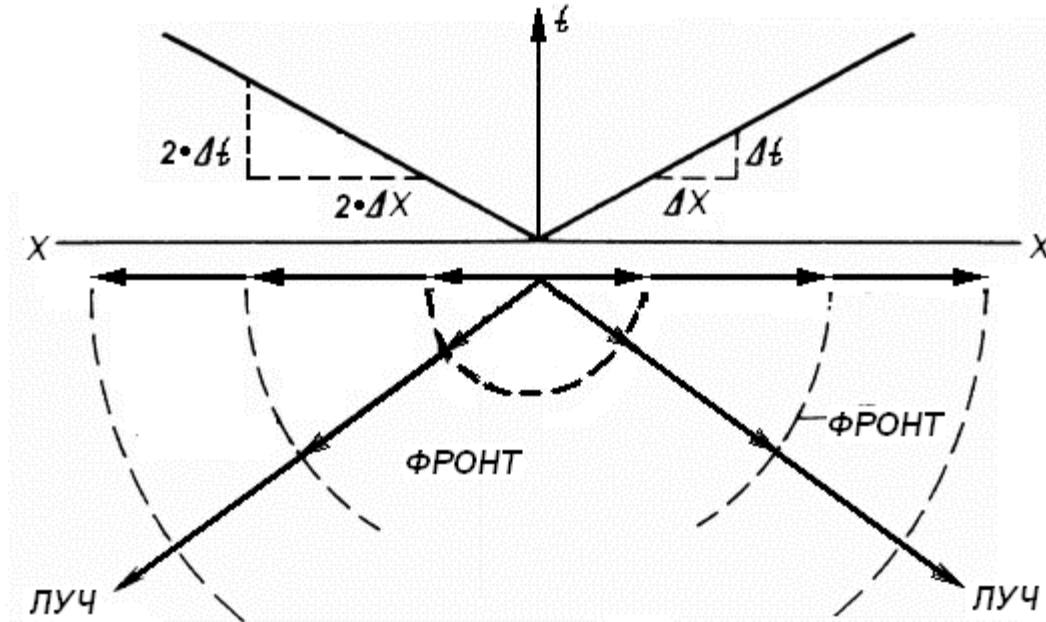


Рис. 4.2. График (годограф) прямой волны (распространяющейся вдоль поверхности Земли)

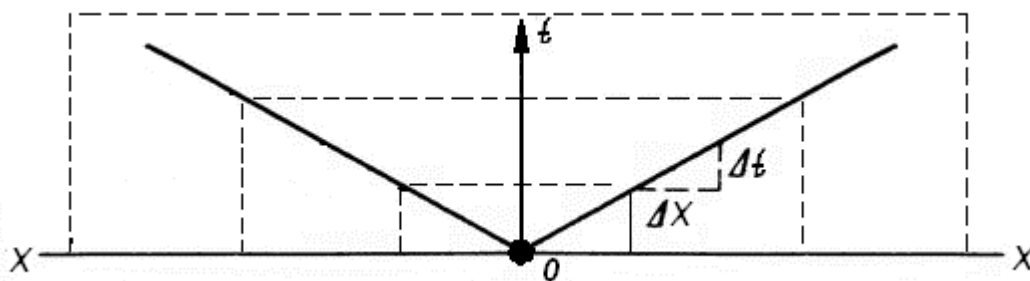


Рис.4.3. Точка возбуждения (0 в центре снизу)

Время прихода отражённой волны на пункты расположения сейсмоприёмников определяется для прямой волны по формуле

$$t_i = X_i / V ,$$

где V – скорость прямой (поверхностной) сейсмической волны

X_i – расстояние от точки возбуждения (0) до i -го положения сейсмоприёмника

Формула расчёта линейного годографа однократно отражённой волны (рис. 4.4.) выглядит

$$t^2 = (1 / V^2) * (x_i^2 + 4 * H^2 + 4 H x \sin \varphi)$$

где H – толщина 1-го слоя (расстояние до отражающей границы),

а φ – угол наклона границы слоя

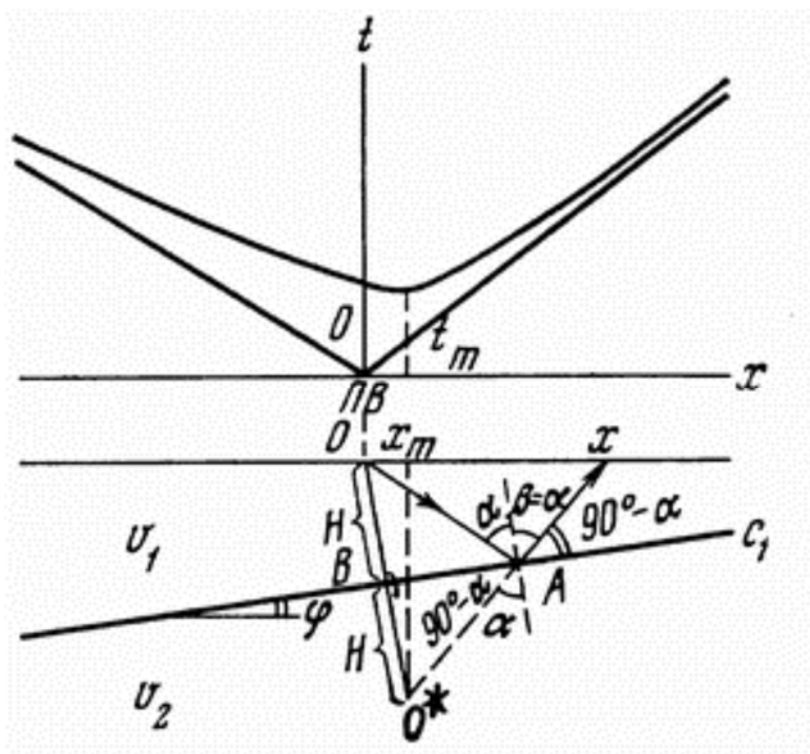


Рис. 4.4. Годограф волны, отражённой от наклонной границы двух слоёв

Физическим наблюдением называется сейсмограмма (рис. 4.5) или совокупность сейсмограмм, полученная с одного пункта возбуждения упругих волн при неизменном расположении сейсмоприемников независимо от канальности и числа используемых сеймостанций.

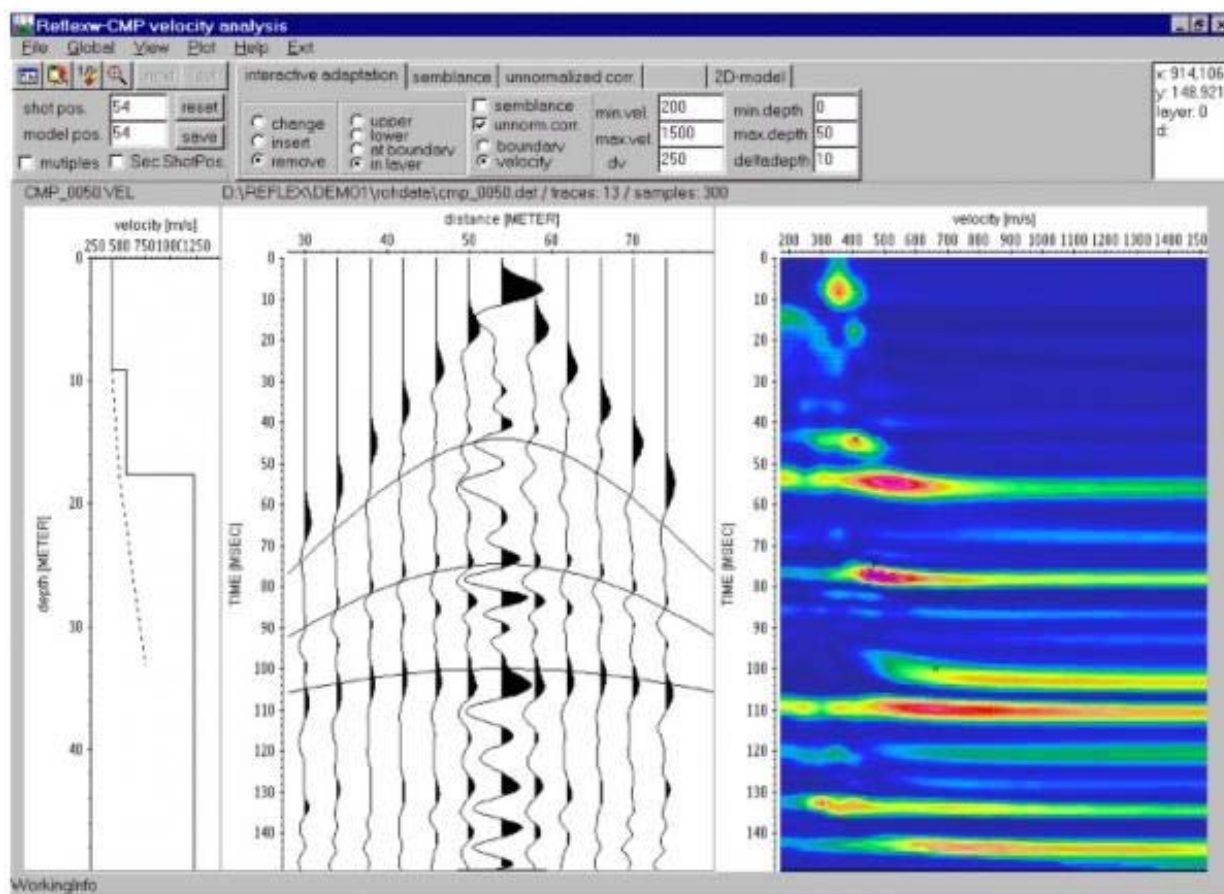


рис. 4.5. Пример сейсмограммы.

Сейсмическим профилем называется линия расстановки сейсмоприемников, вдоль которой осуществляется регистрация сейсмических волн (рис. 4.6) по схемам наблюдений в соответствии с действующей инструкцией.



Рис. 4.6. один из возможных вариантов расстановки сейсмоприёмников по профилю.

Задача 4.1. Построение годографа прямой волны. Варианты задания приводятся в конце раздела (таблица 4.1).

Задача 4.2. Построение годографа волны, отражённой от первой горизонтальной отражающей границы. Варианты задания приводятся в конце раздела (таблица 4.1).

Задача 4.3. Построение годографа волны, отражённой от первой наклонной отражающей границы. Варианты задания приводятся в конце раздела (таблица 4.1).

Таблица 4.1. Варианты величин скоростей в первом слое и толщина (мощность первого слоя)

№ варианта	Скорость в первом слое, м/с	Толщина (мощность) первого слоя, м	Скорость во втором слое, м/с	Угол наклона границы первого и второго слоёв, градусы
1	500	200	1500	6
2	550	200	1500	7
3	450	250	1500	8
4	600	250	1400	9
5	650	250	1400	10
6	500	250	1400	9
7	550	250	1600	8
8	450	200	1600	7
9	600	200	1600	6
10	400	250	1500	5

Задача 4.4. Построение годографа прямой волны и волны, отражённой от первой отражающей границы. Расчёт скорости волны в первом слое и определение глубины первого слоя по графикам. Варианты задания приводятся в конце раздела на рисунках 4.7 – 4.12.

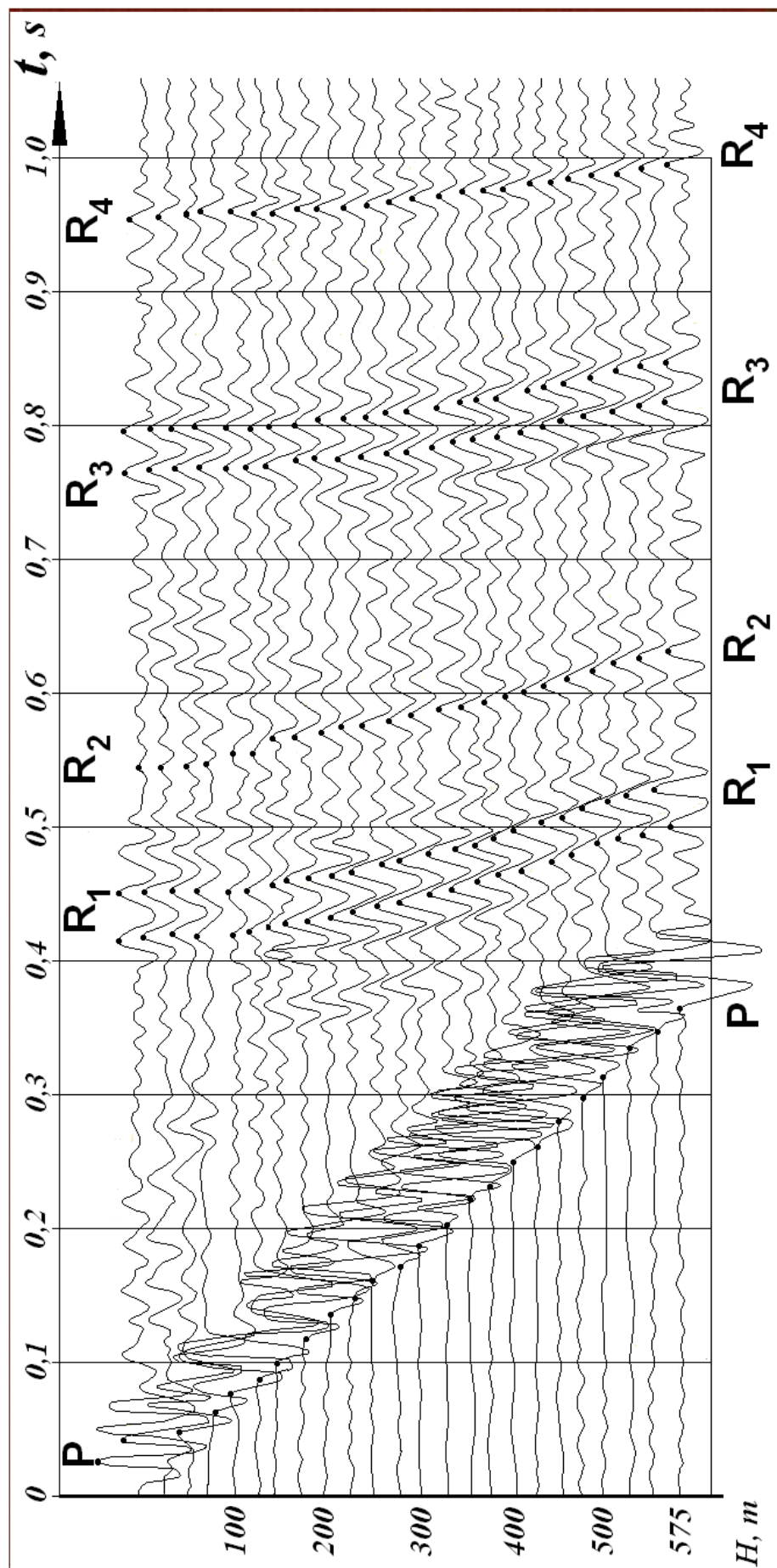


Рисунок 4.7. Сеймотрассы для задания 4.4. Вариант 1.

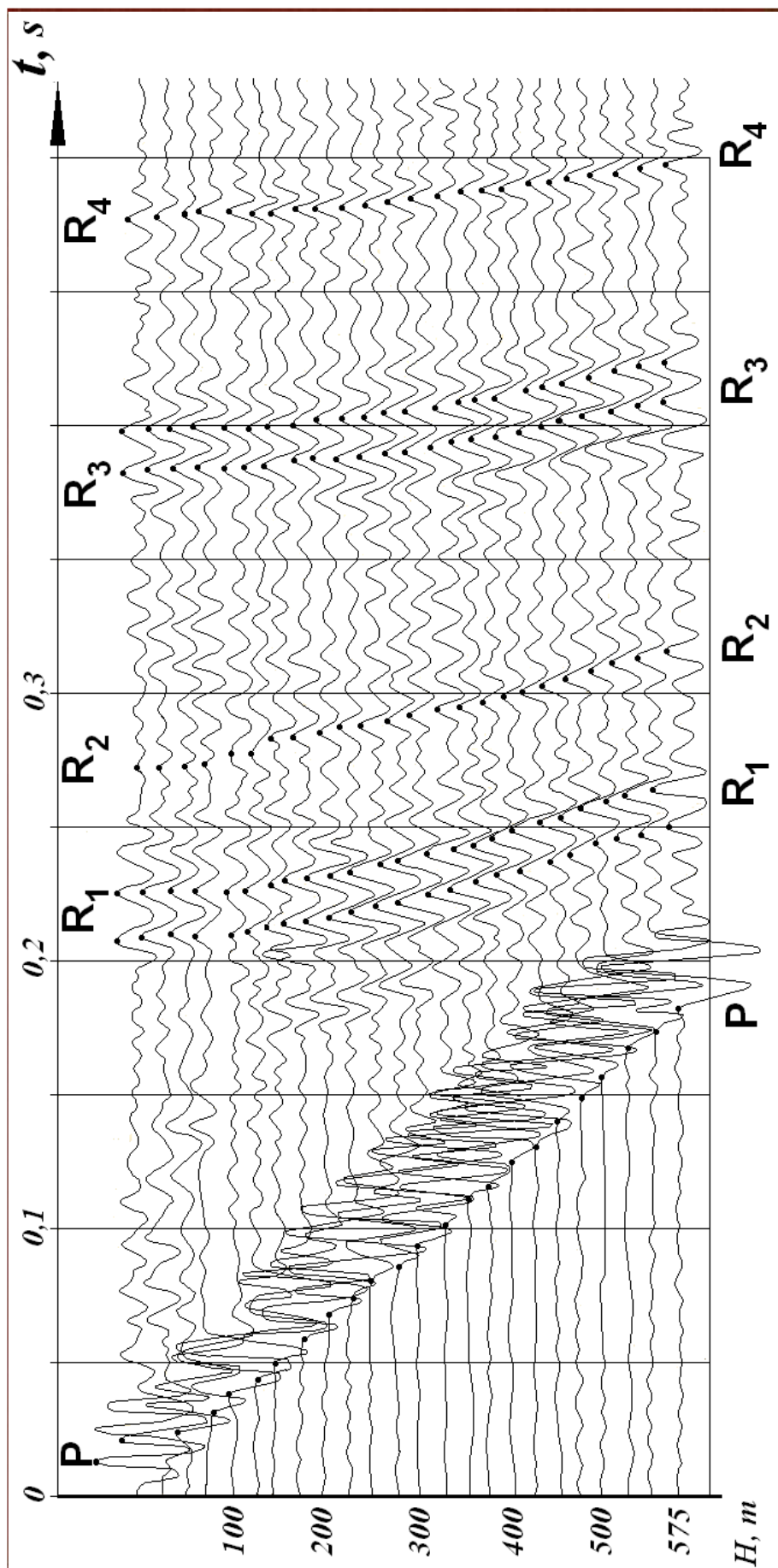


Рисунок 4.8. Сеймотрассы для задания 4.4. Вариант 2.

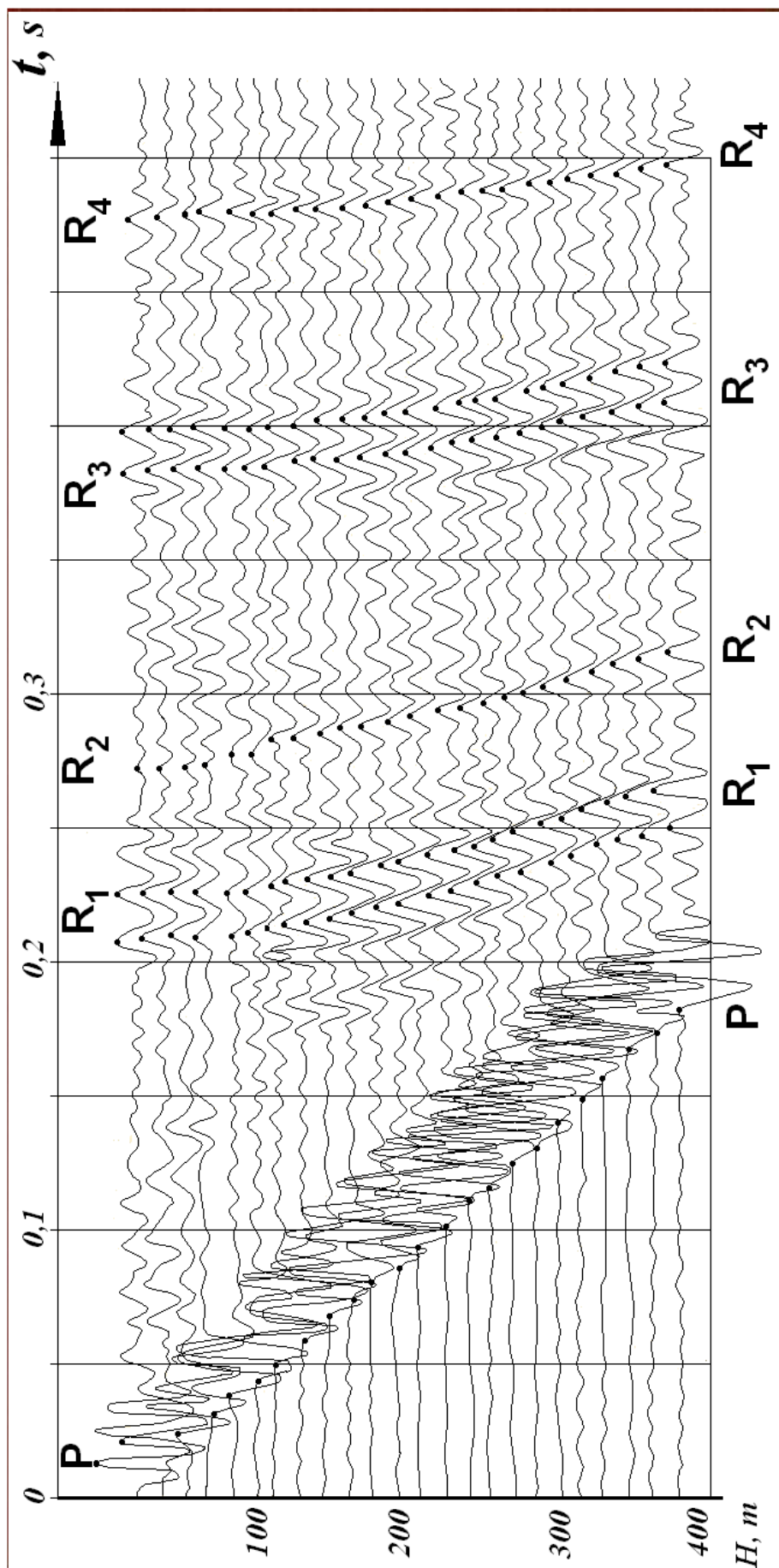


Рисунок 4.9. Сеймотрассы для задания 4.4. Вариант 3.

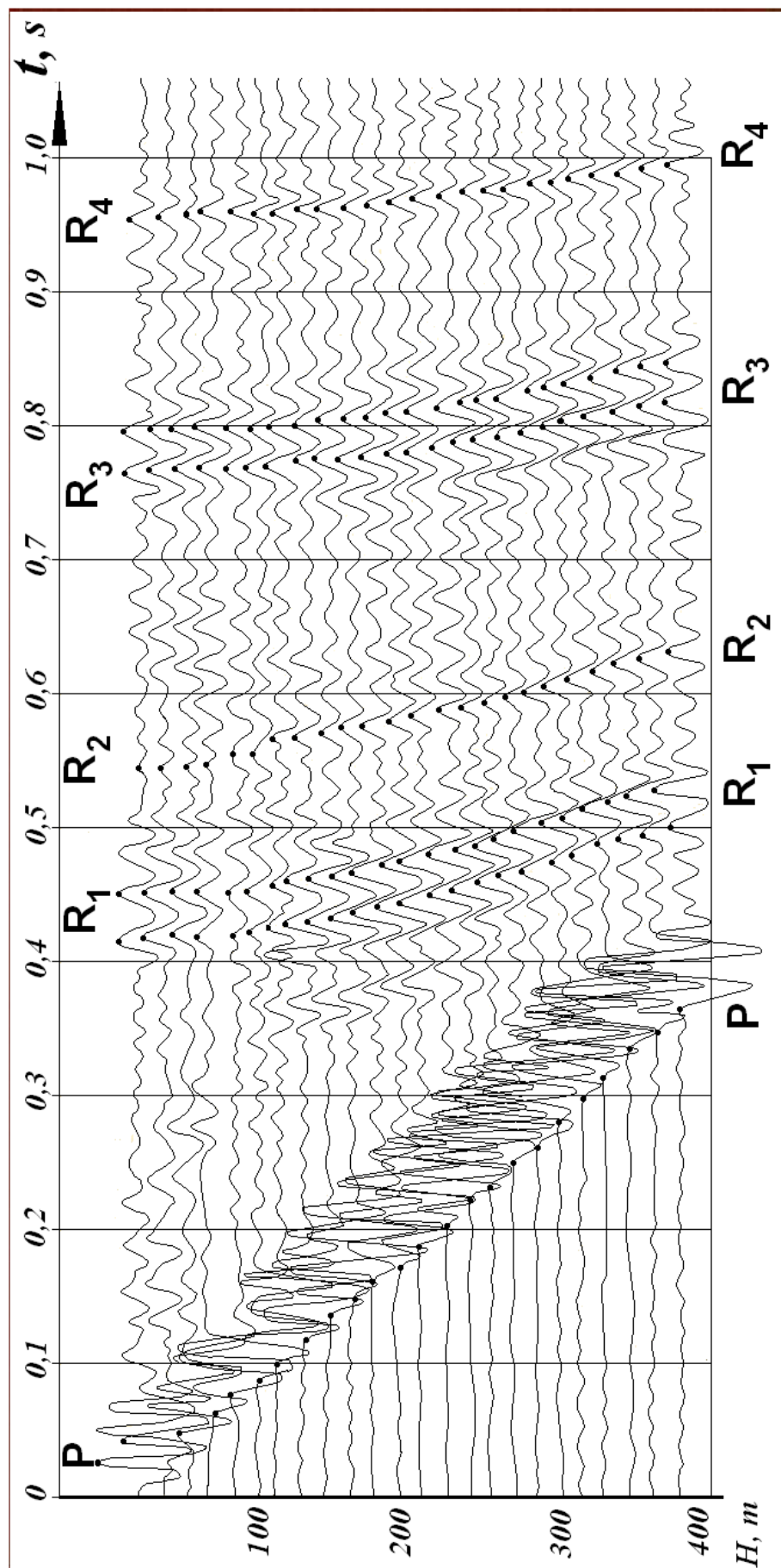


Рисунок 4.10. Сеймотрассы для задания 4.4. Вариант 4.

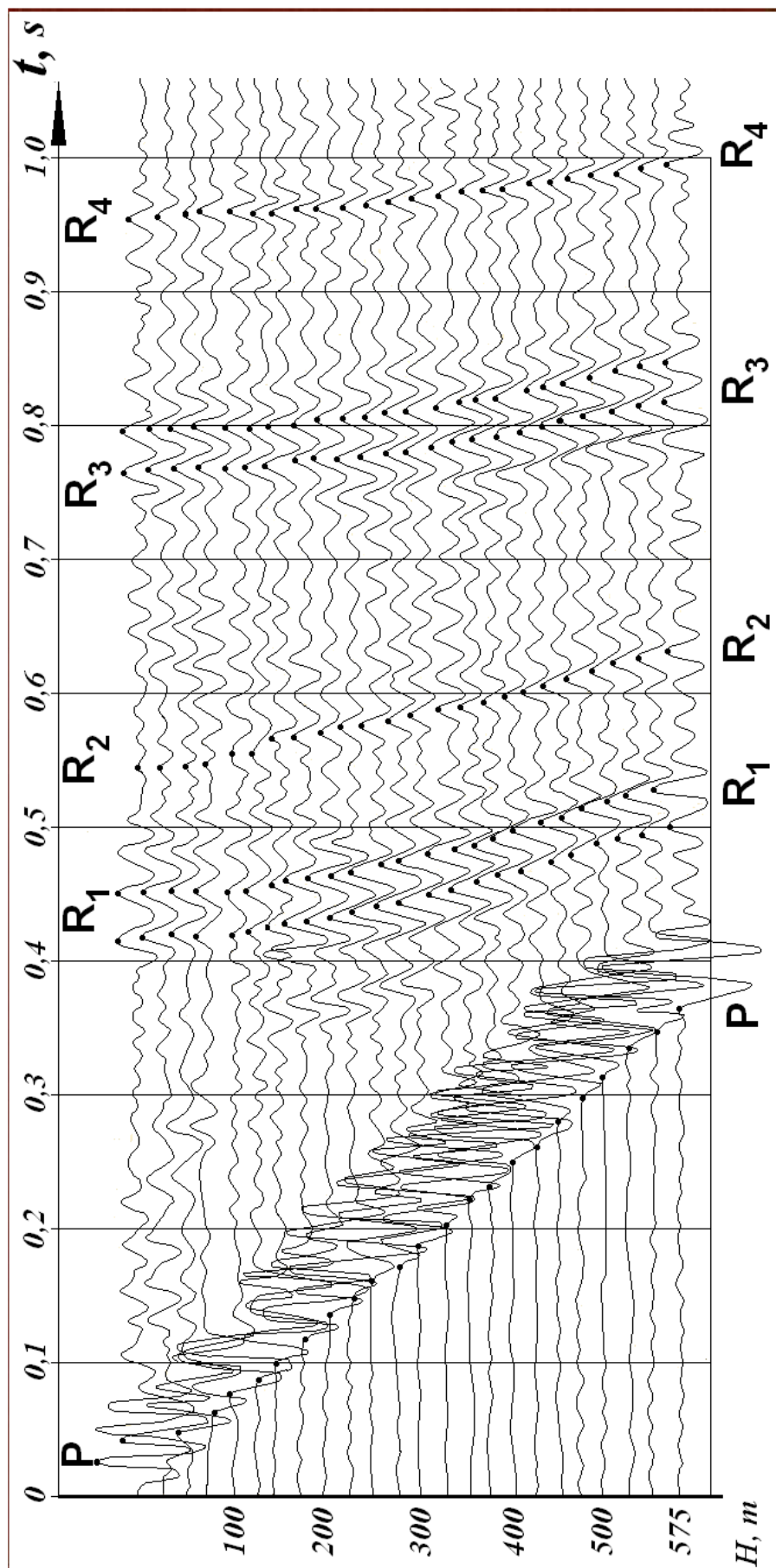


Рисунок 4.11. Сеймотрассы для задания 4.4. Вариант 5.

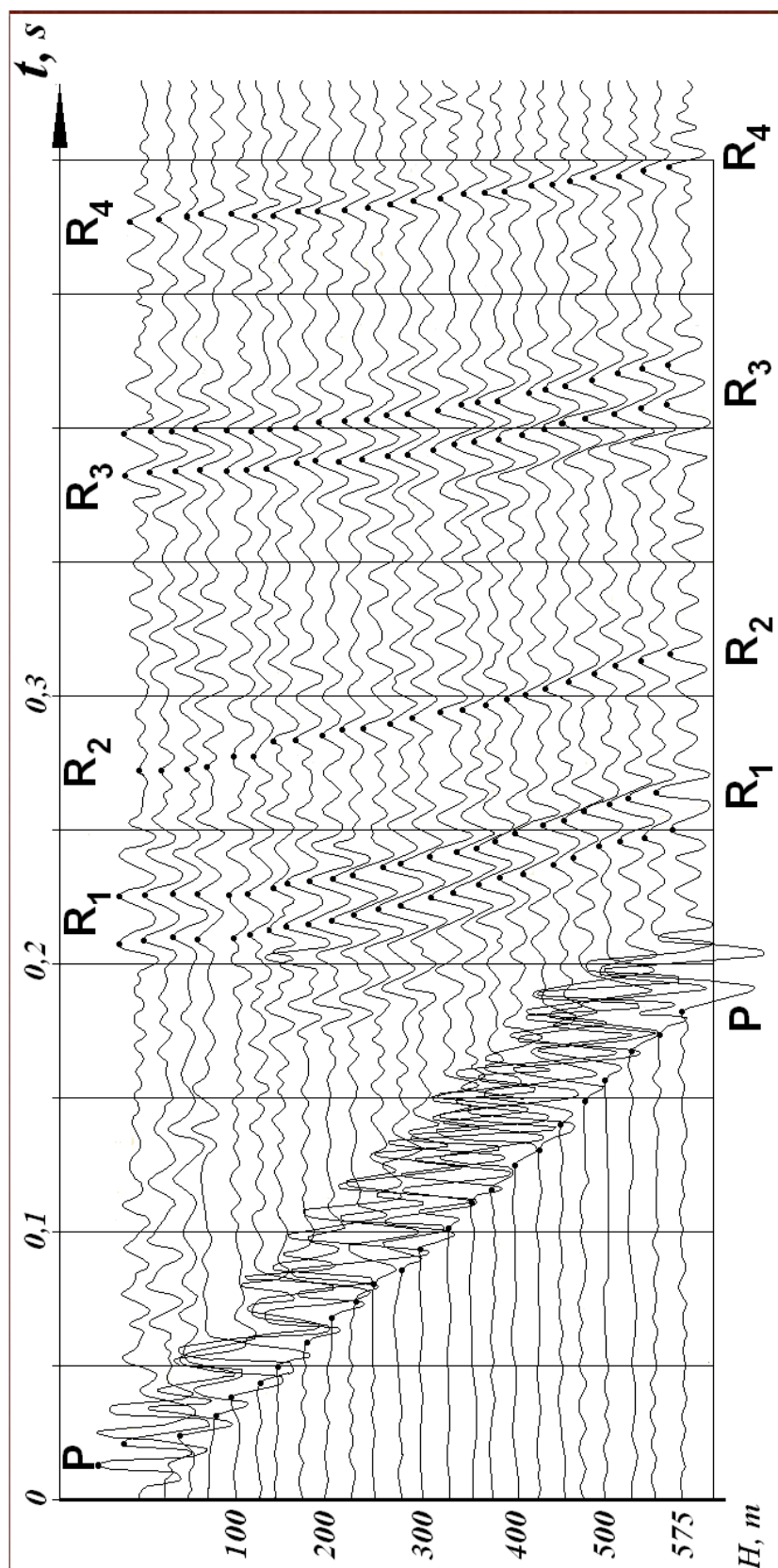







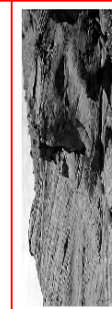
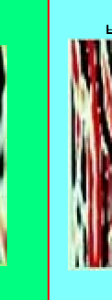
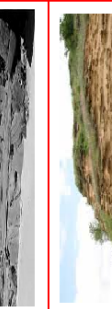
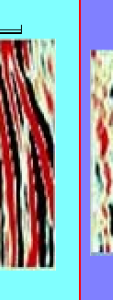

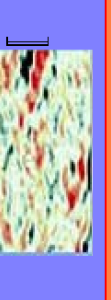



Рисунок 4.12. Сеймотрассы для задания 4.4. Вариант 6.

Дальнейшая расшифровка сейсмозаписей производится после пересчёта временных сейсмических разрезов в глубинные. Основные примеры геологической интерпретации сейсмозаписей над осадочными толщами приводятся в таблице ниже.

Сейсмические фации Seismic facies	Рисунок отражений Reflection configuration	Непрерывность отражения Reflection continuity	Амплитуда и частота отражения Reflection amplitude and frequency	Ограничивающие отношения Bounding relationship	Геологическое объяснение осадочного разреза Depositional environment interpretation	Примеры Example (вертикальная шкала представляет 100 мс) (Vertical scale bars represent 100 ms)	Геологические примеры Geological example
1 Параллельные, непрерывные, высокoамплитудные Parallel, continuous high amplitudes	Параллельный Parallel	Непрерывное Continuous	Высокая амплитуда и низкая частота High amplitude and low frequency	Непрерывный и перекрытый рельеф Continuous and draping underlying topography	Глубоководные пелагические или хемипелагические Pelagic or hemipelagic		
2 Полупараллельные, непрерывные, высокoамплитудные Semiparallel, continuous high amplitudes	Полупараллельный Semiparallel	Непрерывное, полупрерывистое Continuous to semicontinuous	Высокая амплитуда и высокая частота High amplitude and high frequency	Ограниченный сверху региональную антиклиналью Restricted to the top of the regional anticline	Селевые потоки или делювий или турбидиты Debris flows or hyperconcentrated density flows or turbidites		
3 Насыпные, прерывистые, низкoамплитудные Mounded, discontinuous low amplitudes	Изогнутый по напластованию Contorted to mound shaped	Прерывистый Discontinuous	Низкая амплитуда и высокая частота Low amplitude and high frequency	Коленообразные, колени вниз, колени вверх и усеченные Clap, down lap, top lap, and truncation	Селевые потоки или делювий Debris flows or hyperconcentrated density flows		
4 Глыбово-блочные частично повторяющиеся высокoамплитудные Blocky semicontinuous high amplitudes	Косой Oblique	Полупрерывистый Semidcontinuous	Высокая амплитуда и высокая частота High amplitude and high frequency	Отделяются линейными вертикальными и косыми поверхностями Separated by linear vertical to oblique surfaces	Слабо наклоненные слои терригенных пород или крупные литифицированные блоки обваления Lower slope and slumps or large lithified collapse blocks		
5 Косые, полупрерывистые, высокoамплитудные Oblique semicontinuous high amplitudes	Косой Oblique	Полупрерывистый Semidcontinuous	Высокая амплитуда High amplitude	Рассеивание (прореживание) к платформе Thinning out toward the platform	Верхняя часть склона Upper slope		
6 Хаотичные амплитуды Chaotic amplitudes	Хаотичный Chaotic	Прерывистый Discontinuous	Низкая амплитуда Low amplitude	Вертикальная сортировка по 7 фациям и горизонтальная по 5 фациям Grading vertically to facies 7 and laterally to facies 5	Внутриплатформенные отложения Platform interior		
7 Насыпные, частично повторяющиеся, высокoамплитудные Mounded, semicontinuous high amplitudes	Изогнутый по напластованию Contorted to mound-shaped	Полупрерывистый Semidcontinuous	Высокая амплитуда и низкая частота High amplitude and low frequency	Многочисленные дифракционные гиперболы Numerous diffraction hyperbolas	Карстовые верхи платформы Karstified platform top		

Список литературы

1. Абрамов В.Ю. Геофизические методы для поисков и разведки россыпных месторождений и месторождений в корях выветривания: учебное пособие. – Москва : РУДН, 2014. – 198 с. : ил.
2. Бродовой В.В. Комплексирование геофизических методов. Учебник. М.: Недра. 1991 г. – 200 с.: ил.
3. Берзин А.Г. Комплексирование геофизических методов (примеры решения геологических и нефтегазопроисловых задач). : Учебное пособие, Якутск: Изд-во Якутского ун-та, 2003. с.
4. Вахромеев Г.С. Основы методологии комплексирования геофизических исследований при поисках рудных месторождений. - М.: Недра, 1978.
5. Многоцелевые электромагнитные многочастотные геофизические технологии / В.И. Пятницкий, А.А. Грачев, Е.М. Ершов, В.Ю. Абрамов и др. – М.: ЦНИГРИ, 2003
6. Нарсеев В.А., Курбанов Н.К., Константинов М.М. и др. Прогнозирование и поиски месторождений золота. М., ЦНИГРИ, 1989. – 237 с.
7. Хмелевской В.К. Краткий курс разведочной геофизики. Москва, МГУ, 1979.
8. Хмелевской В.К. Геофизические методы исследований земной коры. Книга1. Методы прикладной и скважинной геофизики. Дубна, 1997.
9. Хмелевской В.К. Геофизические методы исследований земной коры. Книга2. Региональная, разведочная, инженерная и экологическая геофизика. Дубна, 1999.
10. Комплексирование геофизических методов при решении геологических задач. Под ред. В.Е. Никитского и В.В. Бродового. Москва, Недра, 1987.
11. Комплексирование методов разведочной геофизики (серия «Справочник геофизика»). Под ред. В.В. Бродового и А.А. Никитина. Москва, Недра, 1984.