

## 重力、地震资料联合反演实例

关小平\* 黄嘉正 罗孝宽

(中国地质大学(武汉)物探系)

## 摘 要

关小平,黄嘉正,罗孝宽. 重力、地震资料联合反演实例. 石油地球物理勘探, 1995, 30(3): 379~385

本文利用速度、密度参数之间的关系,进行地震、重力资料联合反演。文中给出了两个实例:实例一对给定地层模型取多次重力观测值后形成一线性方程组,然后用奇异值分解等方法解此方程组获得密度参数(方程解)的范围,从中选出最佳解。实例二是以层速度和密度关系为桥梁,进行地震波双程走时与重力观测值联合反演,可以得到与地震解释近似的结果。

**主题词** 地震资料 重力观测值 密度 层速度 双程旅行时 形体参数

## ABSTRACT

Guan Xiaoping, Huang Jiazheng and Luo Xiaokuan. Examples of joint inversion of gravimetric and seismic data. *OGP*, 1995, 30(3): 379~385

Joint inversion of seismic and gravimetric data can be made by using the relation between velocity and density. 2 examples are given here. In the first example, the observed gravimetric data are repeatedly taken from a given stratigraphic model to form a system of linear equations; then we solved the system of linear equations by singular-value decomposition and so on to get density range (equation solution), from which the optimum solution can be chosen successfully. In the second one, with the use of the relation between interval velocity and density, we do joint inversion of seismic two-way travel times and observed gravimetric data to obtain the results which are similar to seismic interpretation results.

**Subject heading:** seismic data, observed gravimetric data, density, interval velocity, two-way travel time, shape parameter

我们这里所谈的重力、地震资料联合反演是指在地震勘探区内以地震资料为主,用重力资料扩大成果,即把地震勘探的有限测线联成片,由地震已知区推至未知区,在速度谱难于获取的地方(断层附近等),用重力资料给出定性、定量分析。

以往重力正、反演习惯用恒定密度去分层,这一假设与事实不符。经检测,相距 1km 属同一地层的标本,其密度值就可能有很大差异。由于密度是重力正、反演的基础,因此尽可能多地获取测区内的密度资料是正、反演问题的可靠保证。在实际工作中,由于各种条件限制难以获

\* Guan Xiaoping, Department of Geophysical Exploration, China Geology University, Wuhan City, Hubei Province, Postcode: 430074

本文于 1994 年 7 月 29 日收到。

取足够的密度值时,可借助于速度谱资料进行密度估计。尽管这一估计的可靠性尚待考查。但与单一密度的假定相比,效果肯定要好。因此本文试图以密度、层速度的关系为桥梁进行重力、地震联合反演的研究。

### 方法原理

从地震时间剖面上获取地震波双程旅行时和叠加速度,可得到均方根速度。均方根速度与层速度的转换公式为

$$V_n = \frac{V_{rms,n}^2 t_{0,n} - V_{rms,n-1}^2 t_{0,n-1}}{t_{0,n} - t_{0,n-1}} \quad (1)$$

其中:  $t_{0,n}$  和  $t_{0,n-1}$  分别为第  $n$  层和第  $n-1$  层的双程旅行时;  $V_{rms,n}$  和  $V_{rms,n-1}$  分别为第  $n$  层和第  $n-1$  层的均方根速度;  $V_n$  为第  $n$  层的层速度。于是,可导出界面埋深公式

$$z(j,i) = z(j-1,i) + \frac{1}{2} v(j,i) [t_0(j,i) - t_0(j,i-1)] \quad (2)$$

式中:  $j$  表示层位序号,地表处序号为 1,随深度增加而增加;  $i$  表示测点序号;  $z$ 、 $v$ 、 $t_0$  分别代表埋深、层速度和双程旅行时。

密度值与层速度之间的统计关系可以下式表示

$$\sigma_n = a v_n^b \quad (3)$$

式中:  $\sigma_n$  和  $v_n$  分别为第  $n$  层的密度与层速度; 系数  $a$ 、 $b$  不仅随工区而变,而且在同一工区不同测点处也会有所变化。

我们采用的重力正演公式是二度体多边形截面(图 1)公式,即

$$\begin{aligned} \Delta g_j &= \sum_{k=1}^{j_k} \delta g_k \\ &= 2G\sigma_j \sum_{k=1}^{j_k} \frac{\xi_k \zeta_{k+1} - \xi_{k+1} \zeta_k}{(\zeta_{k+1} - \zeta_k)^2 + (\xi_{k+1} - \xi_k)^2} \times \\ &\quad \times \left[ (\xi_{k+1} - \xi_k) \left( \arctg \frac{\zeta_k}{\xi_k} - \arctg \frac{\zeta_{k+1}}{\xi_{k+1}} \right) + \frac{1}{2} (\zeta_{k+1} - \zeta_k) \ln \frac{\xi_{k+1}^2 + \zeta_{k+1}^2}{\xi_k^2 + \zeta_k^2} \right] \\ &= \sigma_j V_j \end{aligned} \quad (4)$$

式中: 设多边形  $j$  的边数为  $j_k$ ;  $\xi_k$ 、 $\zeta_k$  为顶点坐标;  $\sigma_j$  为该块体的绝对密度或相对密度;  $\Delta g_j$  则为该块体在 origin 处产生的绝对或相对重力值;  $V_j$  为第  $j$  个块体相对于原点的形体参数。

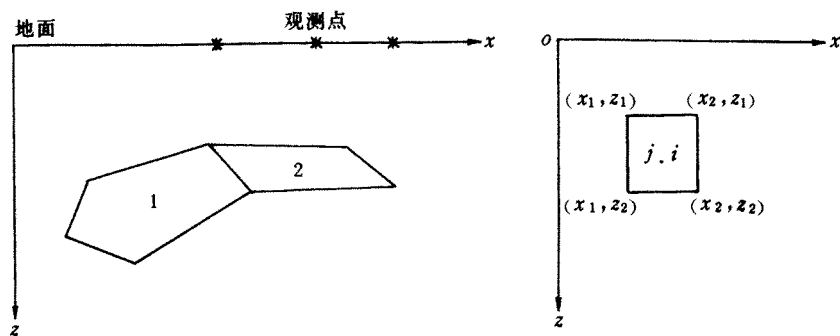


图 1 二度体多边形截面(左)及其简化体(右)示意图

若有  $n$  个块体,则原点处重力值为

$$\Delta g = \sum_{j=1}^n \Delta g_j = \sum_{j=1}^n \sigma_j V_j$$

观测点为  $m$  个点时,可采用沿  $x$  轴移动原点的方法求出相应于各观测点的重力值,于是有

$$\Delta g_i = \sum_{j=1}^n \sigma_j V_{j,i} \quad (i = 1, 2, \dots, m) \quad (5)$$

式中,  $V_{j,i}$  为第  $j$  个块体相对于第  $i$  个测点的形体参数。该式即为重力正演公式,亦可用于线性反演,反演时  $\Delta g_j$  为重力观测值,由地震剖面数据获取形体参数  $V_{j,i}$ ,通过解线性方程组可得到  $\sigma_j$ 。该方程组可简写为

$$AX = B \quad (6)$$

其中:  $A$  为  $m \times n$  阶的形体参数矩阵;  $B$  为重力观测值的  $m$  阶向量;  $X$  为以密度值为元素的  $n$  阶向量。我们或采用奇异值分解法求解式(6)方程组,或采用乔累斯基方法求解以下方程组

$$(A^T A)X = A^T B \quad (7)$$

由于本文所选实例条件数较好,故以上两种方法的求解结果基本相同。

### 实例1:蒙特卡洛法的“反用”

国际标准地球分层模型采用蒙特卡洛法确定,其要点是随机改变层参数,使得理论走时与地震观测走时达到较好拟合时的那组参数就成为可能参数,再结合其它资料对若干组可能参数进行评价,最后提供一个较为合理的模型,并可给出模型范围。

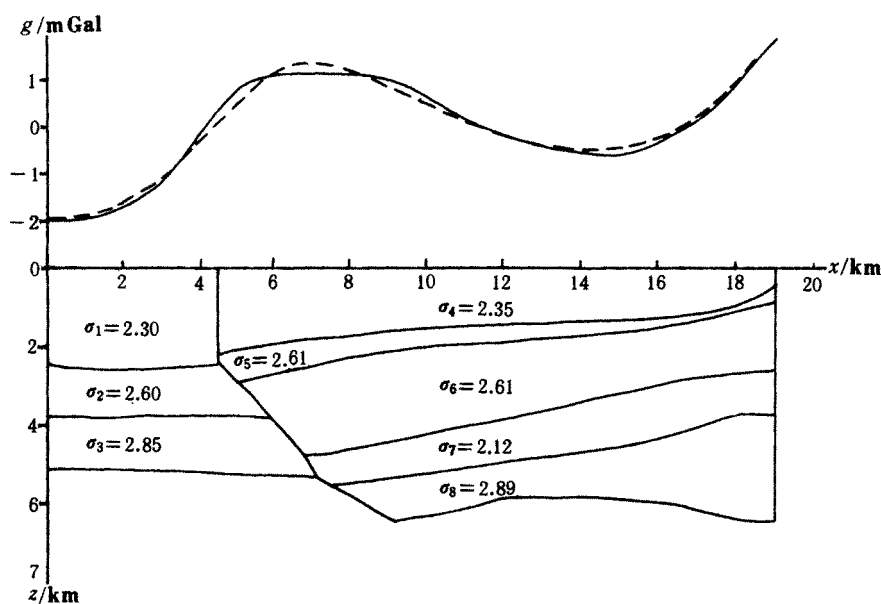


图2 实例1反演图示

图中:块体密度单位是  $\text{g}/\text{cm}^3$ ;实线为观测重力异常曲线;  
虚线为理论重力异常曲线

本例反演采用解方程方法,即对任一组确定的右端项,只能得出相应的一组参数。所谓蒙特卡洛法反用,就是令重力观测值在误差范围内随机浮动。我们设观测值为  $\Delta g_{\text{obs}}(i)$ ,  $i = 1, 2, \dots, m$ ;令  $\Delta g'_{\text{obs}}(i) = \Delta g_{\text{obs}}(i) + \text{random}$ , random 为  $\pm \delta g_{\text{obs}}$  (布格异常精度)之间的随机数,  $i$  不

同时 random 不同。由  $\Delta g'_{\text{obs}}(i)$  可求出一组参数,再随机改变  $\Delta g'_{\text{obs}}(i)$ ,又可求出一组相应参数。多次重复之后,可得到解区间,并可从中选取一组最佳解。

(1) 图 2 下方为已知地震剖面,该区存在一个正断层,由断层和已知界面把近地表物质划分为 8 个块体 ( $n=8$ )。观测重力值共 39 个 ( $m=39$ )。未知数  $X_j$  为剩余密度,即  $X_j = \sigma_{\text{块体}j} - \sigma_{\text{围岩}}$  ( $j=1,2,\dots,n$ ),  $\sigma_{\text{围岩}} = 2.6\text{g/cm}^3$ 。

解方程式(5),结果列于表 1。这里的误差是指用求出的剩余密度和已知形体参数正演出的理论重力值与观测值之间的均方差。

表 1 反演出的块体密度上、下限(未知数为 8)

重力观测值 浮动范围	块体密度/( $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ )								误差/mGal
	1	2	3	4	5	6	7	8	
0.1/mGal	-0.058	-0.193	-0.085	-0.057	0.150	-0.057	-0.643	0.148	0.131
	0.092	-0.012	0.172	0.104	0.241	0.013	-0.305	0.569	
0.05/mGal	-0.029	-0.152	-0.068	-0.011	-0.194	-0.046	-0.607	0.265	0.129
	0.069	-0.102	0.114	0.078	0.235	-0.001	-0.412	0.514	
0	0.000	-0.111	0.056	0.004	0.231	-0.013	-0.571	0.461	0.129

方程系数矩阵经奇异值分解后可知,其最大本征值为 482,最小本征值为 0.19,比值约为  $2.5 \times 10^3$ ;从条件数上看,谈不上严重病态,但是观测值的浮动对结果已有很大影响,观测值浮动范围大时,块体相对密度的值域也大,反之亦然。由于变化区间大,难以给出定量结果。定性结论是块体 7 相对密度明显偏小,块体 8 相对密度明显偏高。为了使解区间变小,首先要提高观测精度和各项重力校正的精度(如纬度、布格、地形校正)。其次要尽可能多地提供约束条件,如测井资料和邻区可对比资料,给出某些块体的密度值。

(2) 由近地表密度资料知  $\sigma_1 = -0.30\text{g/cm}^3$ ,  $\sigma_4 = -0.25\text{g/cm}^3$ 。另外相邻区域测井资料表明近地表处有一高密层,密度与围岩相近,即  $\sigma_5 = 0.005\text{g/cm}^3$ 。从观测值  $\Delta g_{\text{obs}}(j)$  中扣除上述

表 2 已知三块体密度条件下反演结果

重力观测值 浮动范围	块体密度/( $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ )					误差/mGal
	2	3	6	7	8	
0.1/mGal	-0.016	0.235	0.006	-0.536	0.272	0.267
	0.008	0.259	0.017	-0.457	0.338	
0.05/mGal	-0.011	0.241	0.008	-0.516	0.290	0.266
	0.001	0.253	0.013	-0.477	0.322	
相对密度值	0.00	0.25	0.01	-0.48	0.29	
密度值	2.60	2.85	2.61	2.12	2.89	

三个块体的正演重力异常进行反演,此时未知数为 5,最大本征值为 364,最小本征值为 1.22,

两者比值约  $3 \times 10^2$ 。反演结果见表 2。

从表 2 可知,所列解的区间已大大缩小,从中找出一组较为合理的解列于相对密度栏,真实密度值为相对密度值与围岩密度值( $2.6\text{g}/\text{cm}^3$ )之和。

图 2 内上方实线为观测重力异常曲线,虚线为理论重力异常曲线,均方差为  $0.27\text{mGal}$ 。计算结果表明  $\sigma_6$  与  $\sigma_5$  较接近,与  $\sigma_2$  也相差不大,约为  $2.60\text{g}/\text{cm}^3$ 。而  $\sigma_3$  与  $\sigma_8$  较接近,约为  $2.85 \sim 2.90\text{g}/\text{cm}^3$  左右。这与地震正断层结论相符。 $\sigma_3$  块体相对  $\sigma_8$  块体向上运移。值得引起注意的是低密度夹层  $\sigma_7$ ,应进一步考查其是否有含油的可能性。

实例 2:以层速度和密度为桥梁的反演

(1)已知  $t_0(j,i)$  和  $V_{\text{rms}}(j,i)$  分别为第  $j$  层、测点序号为  $i$  处的双程旅行时和均方根速度,由式(1)、式(2)可求出层速度和测点处

界面埋深。由式(3)可求出测点处块体的密度。根据本区唯一的一口测井资料可得  $a=0.293$ ,  $b=0.257$ ,则  $\sigma=0.293v^{0.257}$  的函数曲线如图 3 所示。

由上述计算得到如表 3 和图 4 下方所示的初始模型。图 4 下方界面①为燕山面,界面②对应于志留系顶面,界面③为基岩顶面。

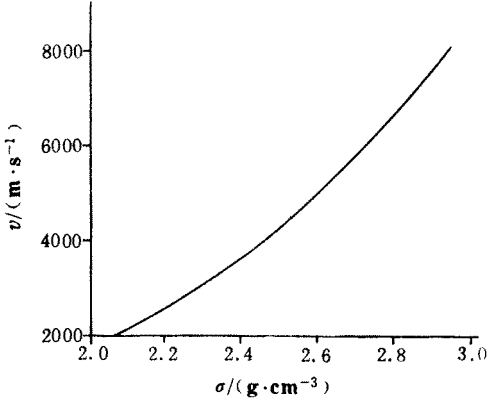


图 3 密度—速度函数曲线

表 3 初始模型参数表

参 数	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
$x/\text{km}$	0.08	1.07	2.09	3.22	4.18	5.26	6.34	7.43	8.44	9.47	11.02
$v_1/(\text{m} \cdot \text{s}^{-1})$	3382	3494	3410	3404	3515	3504	3511	3498	3317	2930	3799
$\sigma_1/(\text{g} \cdot \text{cm}^{-3})$	2.37	2.39	2.37	2.37	2.39	2.39	2.39	2.39	2.35	2.28	2.44
$z_1/\text{km}$	2.69	2.77	2.66	2.57	2.48	2.58	2.62	2.64	2.52	2.21	3.13
$v_2/(\text{m} \cdot \text{s}^{-1})$	5948	5205	5845	7213	6840	7228	6669	7082	4357	3913	6964
$\sigma_2/(\text{g} \cdot \text{cm}^{-3})$	2.73	2.64	2.72	2.87	2.83	2.87	2.82	2.86	2.52	2.46	2.85
$z_2/\text{km}$	3.07	3.07	3.07	3.15	3.13	3.08	3.22	3.46	2.98	2.62	3.73
$v_3/(\text{m} \cdot \text{s}^{-1})$	6064	4623	5730	5666	4639	4766	5711	5445	6943	6943	6943
$\sigma_3/(\text{g} \cdot \text{cm}^{-3})$	2.75	2.56	2.71	2.70	2.57	2.58	2.71	2.67	2.85	2.85	2.85
$z_3/\text{km}$	5.04	4.62	4.96	4.98	4.77	4.73	5.19	5.16	5.89	6.62	7.73

(2)用重力公式(4)进行正演。为便于计算,多边形横截面简化为矩形体(图 1),第  $j$  层第  $i$  个块体的  $z_1$  为  $z(j-1,i)$ ,  $z_2$  为  $z(j,i)$ ;  $x_1 = \frac{x(i)+x(i-1)}{2}$ ,  $x_2 = \frac{x(i)+x(i+1)}{2}$ 。计算出的理论重力曲线如图 4 上方虚线所示,实线为重力观测曲线。均方差为  $1.36\text{mGal}$ ,最大偏差为



2.78mGal。在  $x=2.0\text{km}$  和  $x=7.0\text{km}$  附近重力值偏差大。 $t_0$  剖面在此处存在断层。事实上, 7.0~10.0km 之间均未给出第三层的走时, 该范围内界面曲线为线性内插得到的  $z(j,i), i=9,10; j=3$ 。测线在  $x=2.0$  附近由于小断层的存在,  $v_{\text{rms}}$  的准确性值得怀疑, 从而认为初始模型的密度值可靠性差。

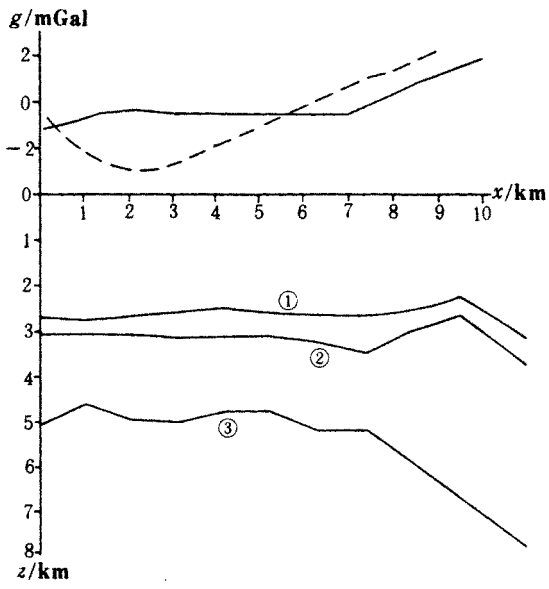


图4 实例2初始模型和理论重力曲线  
图中①、②、③分别为燕山面、志留系顶面、基岩顶面

量为 0.15mGal 时解的上、下限。从图 5 可知理论曲线(虚线)与观测曲线(实线)几乎重合, 均方差仅为 0.107mGal。

表4 密度参数修改表 g/cm<sup>3</sup>

模型块体序号	$j=1$ $i=1$	$j=1$ $i=2$	$j=1$ $i=3$	$j=1$ $i=4$	$j=1$ $i=8$
$\delta\sigma$ (修改量)	-0.140	0.003	0.042	0.029	-0.031
$\sigma$ 值	2.23	2.39	2.33	2.34	2.36
$\delta\sigma$ 下限	-0.159	-0.004	0.037	0.024	-0.032
$\delta\sigma$ 上限	-0.123	0.017	0.042	0.035	-0.028

(4) 从本例反演方法可知: 若密度改变, 则层速度也要改变; 若不考虑双程旅行时, 则形体可认为不变, 结果如上文所述。反之, 若认为断层的出现仅影响了速度谱的准确性, 双程旅行时还是可靠的, 那么形体参数仍要改变, 即根据表 4 中的  $\sigma$  值由公式 (3) 反推出层速度值和  $z(j,i)$

(3) 修改密度参数。用观测重力值与理论重力值之差作为方程的右端项, 首先选择需进行密度修改的块体, 以  $\delta\sigma$  为未知量, 其形体参数作为方程组的系数, 通过人机联作方式对不同块体的影响进行考查。例如以 2.0km 和 7.0km 处第三层块体修改量为未知数时, 得出的校正值得 3.0g/cm<sup>3</sup>, 这一结果显然不合理。其原因在于块体埋深大, 形体参数小, 即权值小,  $\delta\sigma$  值必须很大时才能使观测值有所改变。因此选择了第一层的 1、2、3、4 块(表 3) 用来拟合图 4 上方左段的重力观测值, 选择块体 8 用来对图 4 上方右段的曲线进行拟合。

由奇异值分解或乔累斯基法解方程, 得出的结果列于表 4。表 4 还列出了浮动

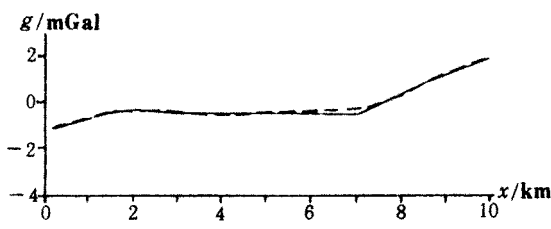


图5 修改密度值后的理论重力曲线

值。据此,得到新的模型如图6所示。

图6中原点附近地层明显上翘。此时均方差为0.4mGal,与图5相比较重力反演精度有所降低,但是它考虑了双程旅行时的拟合。

从图6可以看出,原点附近密度较低,界面升高,与地震解释一致;地震解释认为此处存在一个逆断层,断层左侧为上盘,上盘向上运移。

密度反演结果表明,远离断层处密度值较稳定,第一层约在 $2.30\sim 2.40\text{g/cm}^3$ 左右,第二层在 $2.8\sim 2.9\text{g/cm}^3$ 之间。在断层附近密度值不仅变化大,而且时密时疏,存在着波动。这一方面可能归结于速度谱不准导致了密度不准,也可能恰恰反映了断层处密度的真实情况。在长期挤压、拉伸、上抬、下滑等复杂地质活动作用下,导致了岩石密度值的复杂变化。

重力观测值是位场叠加的结果,在反演前进行了提取局部异常的处理;重力观测值除了区内物质的重力作用之外,还受两侧地质体的影响,故在反演前对左、右两端进行了扩边和密度调整;若测区在 $y$ 方向上延伸有限时,还应作准二度体校正。

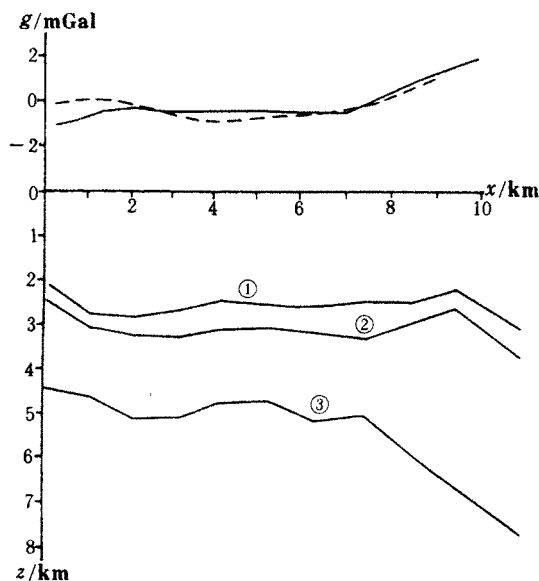


图6 地震波双程旅行时—重力联合反演结果示意图

图内下方界面①、②、③的意义与图4一致

## · 消息 ·

### 中国海洋石油总公司海上高分辨率地震勘探 技术研讨会在湛江举行

1995年3月8日~9日,中国海洋石油总公司在湛江召开了海上高分辨率地震勘探技术研讨会。海洋总公司系统有40名专家和工程技术人员出席了会议。在两天的会期中,与会者充分交流了各自单位的地震数据采集经验、分析了当前高分辨率地震数据采集和处理中存在的问题,并提出了相应的改进措施及努力方向。

会上宣读了8篇论文,主要涉及:“高分辨率地震资料处理”、“莺歌海盆地高分辨率地震的应用效果”、“地震资料频率分析”等。

本刊通讯员 林自强