中国科学: 地球科学 2011 年 第 41 卷 第 1 期: 29 ~ 39
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

塔里木盆地多尺度重力场反演与密度结构

侯遵泽[①], 杨文采[②*]

① 中国人民武装警察部队学院, 廊坊 065000;
② 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037
* E-mail: wencai_yang@126.com, yangwencai@ccsd.org.cn

收稿日期: 2010-03-05; 接受日期: 2010-10-30
中石化油气勘探项目资助

摘要 本文根据塔里木盆地布格重力异常的功率谱特征, 决定重力异常分解成 3 个层次, 即反映沉积盆地基底的异常、反映沉积盆地深层的异常和反映沉积盆地浅层的异常. 然后, 探讨将小波变换多尺度分析和密度反演方法应用于塔里木盆地布格重力异常的分解和盆地三维结构密度研究, 并根据钻探了解每个层次对应着的地质含义. 通过塔里木盆地的重力异常的多尺度分析和密度反演, 说明浅层和深层密度扰动信息主要与盆地内古流体活动带有关, 即极性为负的浅层密度扰动主要与中生代流体活动带有关, 深层负密度扰动信息主要与古生代流体活动带有关. 古流体活动是油气聚集成藏的必要条件之一, 指出古流体活动带有利于预测油气远景区, 体现了这种新方法的科学和应用价值.

关键词
重力异常
小波变换
多尺度分析
密度反演
古流体活动带
塔里木盆地

在地面观测的重力异常, 是来自不同深度和不同尺度源体的位场的叠加. 因此, 如果不对位场进行适当的分解, 则难以定量地反演计算场源的物性及几何参数. 几十年来, 人们已经认识到重力异常包含着尺度很大的成分, 称为区域场. 因此, 采用圆滑、低通滤波或向上延拓等方法估算区域场, 同时把重力场与区域场之差称为剩余重力异常. 这种二分重力异常的程式一直沿用至今. 但是, 这种人为地二分重力异常的方法并不全面. “区域场”和“剩余异常”并没有严格的定义, 只是相对的概念, 从数学上也不存在重力场二分的根据.

由于重力场包含不同深度场源引力作用的叠加, 用地表高精度重力观测资料研究沉积盆地密度结构非常困难. 沉积盆地密度结构指不同深度水平面上的密度横向不均匀性, 而不同深度场源引起的重力场的尺度有所区别. 多年来, 我们研究重力场的二维离散小波变换多尺度分析方法、并集成功率谱分析和广义线性密度反演三项方法, 以描述地壳的密度结构[1,2]. 这种新方法称为多尺度密度反演方法. 应用于中国多尺度重力场的密度反演试验表明这种集成是成功的[3,4]. 根据塔里木盆地的地质特征, 笔者反演出全盆对应三个埋深地层中心平面上的负密度扰动, 建立了盆地的三维密度结构. 对比全盆地震剖面和钻井剖面, 认为不同深度水平面上的密度横向不均匀性与古流体活动带平面分布范围有关, 对油气勘查有指导意义.

重力调查是有明确目的的科学运作. 我们认为重力场本身的特征决定重力异常应该分解成几个层次, 并根据钻探了解每个层次对应着什么地质含义. 图 1 为塔里木盆地布格重力异常的典型功率谱曲线, 在此曲线上可切出三个斜率有明显区别的波数区段 L_1~L_3, 表明重力异常最少应该分解成 3 个层次, 即

英文引用格式: Hou Z Z, Yang W C. Multi-scale inversion of density structure from gravity anomalies in Tarim Basin. Sci China Earth Sci, 2011, doi: 10.1007/s11430-011-4169-2

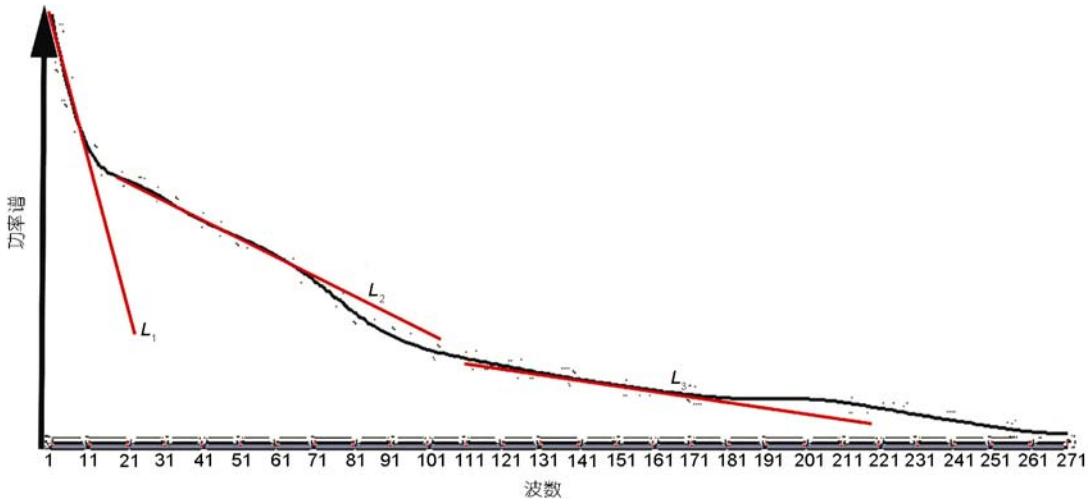


图 1　塔里木盆地布格重力异常的典型功率谱曲线

可划分出斜率有明显区别的三个波数区段

反映沉积盆地基底的异常, 反映沉积盆地深层的异常, 和反映沉积盆地浅层的异常. 在本文中, 我们将深入探讨多尺度密度反演方法技术, 并通过塔里木盆地的重力资料反演说明这种新方法的科学和应用价值.

1　重力异常多重小波分解

小波变换是重力异常多重分解的重要工具, 二维离散小波变换的原理和应用已在前文作过介绍[1~4]. 对重力异常作多重分解, 我们应用 Mallat 塔式算法[5], 构造出专门的小波基. 无论从原理分析还是实际计算都可得到小波多尺度分析的一个准则[1,6,7], 我们称为低阶细节不变准则, 它反映了离散小波变换的优越性, 此准则表述如下:

低阶小波细节不变的准则. 设位场数据矩阵为 D, 经 n 阶(n 为整数, ≥2)离散小波变换后产生小波细节 D_1, …, D_n 和 n 阶逼近 A_n, 其中小波细节 D_1, …, D_{n-1} 不随 n 的增大而改变.

在离散小波变换中, 阶数 n 是人为选定的, 但是这个准则说明, 不管怎么选择 n, 小波变换出来的低阶小波细节都是一样的, 所不同的只是小波细节的个数和 n 阶逼近. 这一准则是离散小波变换特有的优点, 对重力异常分解非常有利. 例如, 大陆地壳在许多地区可分为上、中、下地壳三层, 每一层的厚度横向变化很大. 但是, 大陆地壳在一些地区只分为上、下地壳两层, 而且莫霍面有明显起伏. 对大区域布格重力异常的离散小波变换而言, 不同人选定的不同阶数 n 会造成多尺度分解结果的不同, 这种似是而非的结果是不利于科学解释的. 低阶小波细节不变准则的启示就是: 由于低阶小波细节 D_1…不会随总的分阶数改变, 可以放心地先对低阶小波细节的分析结果和对研究目标实际要求最后确定总分阶数 n. 因此, 采用这种战略不需要事先人为选定阶数 n, 而同样可以取得客观的重力场小波变换多尺度分解.

离散小波变换的小波细节, 其尺度是随 2 次方增大的, 假设数据取样网格间距为Δ, 记一阶小波细节的尺度为 L(一般为 4Δ~8Δ), 则二阶小波细节的尺度为 2L, 三阶细节为 4L, 四阶细节为 8L, 五阶细节 16L, 对应高阶逼近的尺度>>16L. 针对如图 1 所示, 对于重力场三重分解的问题, 我们由计算可知浅部密度不均匀体产生的异常为 D_1 或 D_{1+2}, 由中深部密度异常体产生的为 D_{2+3} 或 D_{3+4}, 由沉积盆地基底起伏引起的异常为 4 阶小波逼近. 通过功率谱分析可以确定它们对应的深度是属于什么层位.

2　多尺度重力场的功率谱分析与密度反演

在完成重力场小波变换多尺度分解之后, 可以用广义线性反演方法求取目的层的密度分布[8]. 首先将重力资料小波细节, 如(D_1+D_2), (D_3+D_4)和 4 阶小波逼近 A_4 作二维 Fourie 变换, 求它们的平均功率谱,

即各个方向功率谱曲线的平均, 看对应的对数功率谱的直线段, 其斜率是否随小波细节的阶数增加而增大. 根据位场波数域的理论, 可以根据功率谱直线段斜率或它的渐近线在横轴上的切点计算出板状场源的埋深[9~16]. 无论在解析上还是在统计意义上, 重力场功率谱斜率都正比于场源埋藏深度. 因此, 由功率谱斜率可以计算出小波细节及逼近对应的场源深度, 使小波分析结果有对应的平均埋藏深度概念.

例如图 1 平均功率谱中, 切线 L_1, L_2 和 L_3 依次为 4 阶小波逼近 A_4、小波细节(D_3+D_4)和(D_1+D_2)的功率谱切线, 而且随着小波细节阶数的增加, 切线的斜率在增大, 反映了对应重力场小波细节的场源深度在增大. 4 阶小波逼近的平均功率谱对应斜率最陡的切线, 说明 4 阶小波逼近反映深度最大场源的重力场, 在沉积盆地中即为基底的密度不均匀性.

重力场小波细节计算的平均埋深的结果只是对应"等效"地层的中心埋深. 例如图 1 平均功率谱中, 浅层剩余异常(D_1+D_2)频谱分析方法求得平均深度为 2.5 km, 深层剩余异常(D_3+D_4)求得平均深度为 4.13 km; 而 4 阶小波逼近的场源埋深为 8.75 km. 可见, 1~2 阶小波细节反映了 2~4 km"浅等效层"的密度不均匀, 而(D_3+D_4)异常反映 4~7 km "深等效层"的不均匀性, 而 4 阶小波逼近可能反映 7 km 以下基底.

包括引力场在内, 位场正演问题是求下述 Poisson 方程边值问题的解:

$$\begin{cases} u_{xx}+u_{yy}+u_{zz}=\rho(x,y,z), \quad -\infty<x,\ y,\ z<\infty, \\ u\big|_{z=0}=v(x,\ y), \end{cases} \tag{1}$$

其中 $v(x,\ y,\ z=0)$ 为地表位场值, 在本文中为浅层剩余异常(D_1+D_2), 深层剩余异常(D_3+D_4)等; $\rho(x,\ y,\ z)$为场源项, 在本文中为等效层体密度; $u(x,\ y,\ z)$为下半空间任意点位场函数. 由数学物理方法知(1)式的解[17]

$$u(x,y,z)=-\frac{1}{4\pi}\iint \mathrm{d}x'\mathrm{d}y'\int_0^{\infty}\frac{\rho(x',y',z')}{\sqrt{(x-x')^2+(y-y')^2+(z-z')^2}}\mathrm{d}z', \tag{2}$$

在地表有

$$v(x,y)=-\frac{1}{4\pi}\int_{-\infty}^{\infty}\int_{0}^{\infty}\frac{\rho(x',\ y',\ z')}{\sqrt{(x-x')^2+(y-y')^2+z'^2}}\mathrm{d}z'\mathrm{d}x'\mathrm{d}y'. \tag{3}$$

反演问题是给出 $v(x,\ y)$, 由(3)式求等效层体密度$\rho(x,y,z)$. (3)式是第一类 Fredholm 积分方程, 求解算法很不稳定. 好在本文中 z'为等效层中心埋深, 业已由功率谱斜率计算求出. 因此, (3)式不难由用广义线性反演方法求取目的层的密度分布$\rho(x,\ y,\ z')$[8,17]. 此后, 假定各层的平均密度, 如浅层平均密度为 2.5 g cm^{-3}, 则可由$\rho(x,\ y)$与该层的平均密度差(如 2.5 g cm^{-3})求出该等效层的密度扰动. 在本文塔里木盆地例中, 假定深层平均密度为 2.7 g cm^{-3}, 基岩平均密度为 2.9 g cm^{-3}, 便可反演出各层横向相对密度扰动.

3　塔里木盆地全区密度结构

在国土资源部有关地球物理勘察院、中石化和中石油等单位的大力协助下, 我们汇编了各种比例尺的高精度重力测量数据. 由于测量是在不同时间、不同仪器和不同精度要求下进行的, 对布格重力异常数据的舍取与同化处理是必不可少的. 我们根据《重力测量规范》"五统一"的要求, 对全区重力数据进行了整理.

图 2 显示了塔里木盆地不同比例尺的高精度重力测量数据分布情况. 由此可见, 盆地周缘及塔北、塔中地区重力数据较稠密, 大部分网格间距可达 2 km, 可用于 1∶20 万比例尺编图. 塔西南与塔东南地段重力数据稀疏, 作 1∶100 万比例尺编图比较勉强. 本节介绍的都是 1∶125 万比例尺编图取得的结果, 对应提交 1∶250 万比例尺图件. 塔里木盆地测区的面积大约为 63×10^4 km^2, 布格重力异常示于图 3, 其平均功率谱如图 1 所示.

塔里木地区地图投影及测区范围说明如下. 最终重力成果图的投影采用兰勃特等角割圆锥投影. 有关投影坐标系的参数为: 投影标准椭球: 北京 54/克拉索夫斯基(1940 年)椭球; 第一标准纬线: 37°N; 第二标准纬线: 41°N; 中央经线: 81°E. 1∶250 万塔里木盆地重力及密度扰动图的地理范围为 76°~91°E, 36°~42°N.

在完成重力场小波变换多尺度分解之后, 将重力资料小波细节, 如(D_1+D_2), (D_3+D_4)和 4 阶小波逼近 A_4(见图 4~6), 作二维 Fourie 变换, 求它们的功率谱. 表 1~3 分别为逼近场源平均顶面深度的例子. 表中的参数 n 为选线号, K 和 L 为某个方向功率谱曲线下的两个不同的波数, gf1 和 gf2 为对应 K, L 的对数

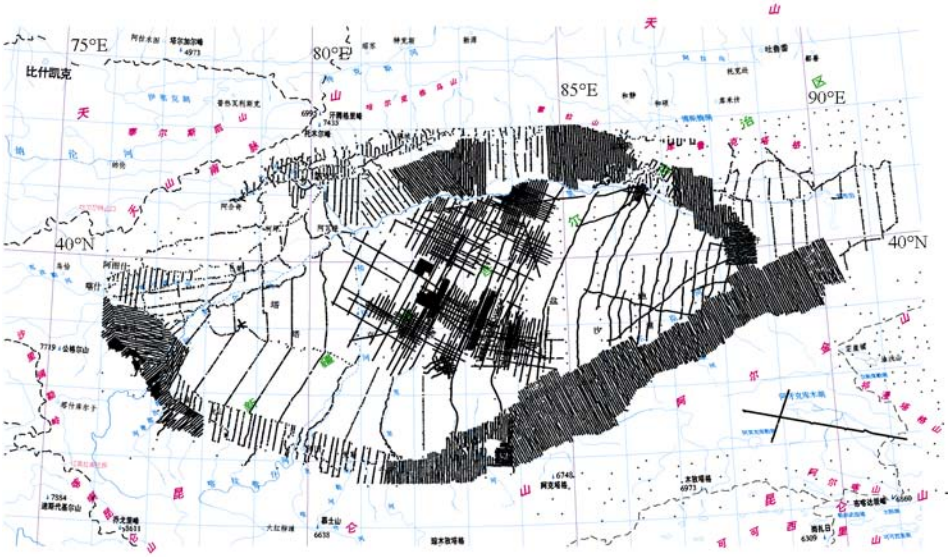


图 2　塔里木盆地不同比例尺的重力测量数据分布平面图

表 1　频谱分析方法求塔里木基底重力异常对应的深度估计(A_4)[a)]

参数 n	K	L	gf1	gf2	dx(km)	组别	计算出的深度结果 H(km)
271	1	3	25.20	23.39	5	(1)	8.007321
271	1	3	25.42	23.56	5	(2)	8.163144
271	1	3	25.77	23.86	5	(3)	8.272902
271	1	3	26.25	24.25	5	(4)	8.513734
271	1	3	26.80	24.72	5	(5)	8.679163
271	1	3	27.41	25.24	5	(6)	8.860571
271	1	3	28.03	25.77	5	(7)	9.031005
271	1	3	28.65	26.30	5	(8)	9.194317
271	1	3	29.23	26.80	5	(9)	9.324220
271	1	3	29.78	27.26	5	(10)	9.498569

a) 平均深度结果数值: 8.754495 km

表 2　深层重力异常异常对应的深度估计(D_3+D_4)[a)]

参数 n	K	L	gf1	gf2	dx(km)	组别	计算出的深度结果 H(km)
271	70	80	11.74	9.82	5	(1)	3.836973
271	70	80	11.79	9.81	5	(2)	3.950176
271	70	80	11.83	9.80	5	(3)	4.044862
271	70	80	11.84	9.77	5	(4)	4.128891
271	70	80	11.84	9.75	5	(5)	4.172920
271	70	80	11.82	9.71	5	(6)	4.224923
271	70	80	11.79	9.68	5	(7)	4.236807
271	70	80	11.74	9.64	5	(8)	4.234462
271	70	80	11.69	9.60	5	(9)	4.232098
271	70	80	11.83	9.80	5	(10)	4.211247

a) 平均深度结果数值: 4.127336 km

表 3　浅层重力异常对应的深度估计(D_2+D_3)[a)]

参数 n	K	L	gf1	gf2	dx(km)	组别	计算出的深度结果 H(km)
271	91	96	8.11	7.66	5	(1)	2.453086
271	91	96	8.07	7.62	5	(2)	2.465601
271	91	96	8.03	7.57	5	(3)	2.534921
271	91	96	7.98	7.52	5	(4)	2.551338
271	91	96	7.93	7.46	5	(5)	2.625478
271	91	96	7.88	7.41	5	(6)	2.642663
271	91	96	7.83	7.37	5	(7)	2.601724
271	91	96	7.79	7.33	5	(8)	2.615498
271	91	96	7.76	7.29	5	(9)	2.684832
271	91	96	7.73	7.26	5	(10)	2.695583

a) 平均深度结果数值: 2.587072 km

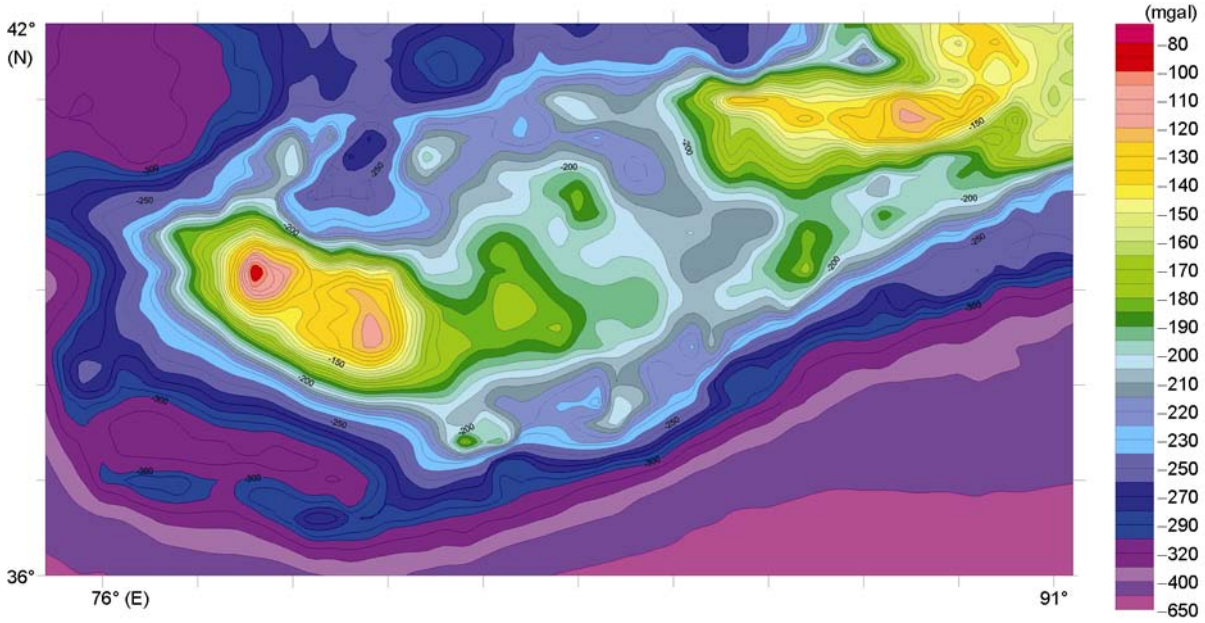


图 3　塔里木盆地布格重力异常平面图

功率谱, dx 为重力测网的网格间距对应. 根据功率谱直线段斜率计算出场源的平均顶面深度 H 之后, 统计分析求得均值与方差, 便取得等效层的深度参数.

用广义线性反演方法求取目的层的密度分布后, 假定各层的平均密度, 如浅层平均密度为 2.5 g cm^{-3}, 深层平均密度为 2.65 g cm^{-3}, 反演出各层密度扰动(见图 7, 8), 这些结果主要反映了各深度层的横向相对密度变化.

塔里木重力场小波多尺度分析反演出各层重力异常与横向密度扰动结果表明, 不同深度的异常与横向密度扰动的形态各不相同, 说明布格重力异常的确是不同深度场源异常的叠加. 一阶和二阶小波细节揭示浅层的场源, 对比盆地内钻探资料和区域深反射地震剖面可知, 浅层的场源对应盆地中的中新生代地层. 盆地中的主要负剩余异常(图 4)走向以北北西-南东东为主, 另有一圈小尺度负异常, 近似位于盆地边缘山前带展布.

对比盆地内钻探资料和区域深反射地震剖面可知, 图 5 中三阶和四阶小波细节揭示深层的场源, 主要对应盆地中的古生代沉积地层. 盆地中的负剩余重力异常很多, 没有主导走向, 另有一圈负异常环绕盆地边缘展布. 盆地中部的负异常是一个带有环形结构的复合异常, 满加尔拗陷呈现环形负异常带, 核

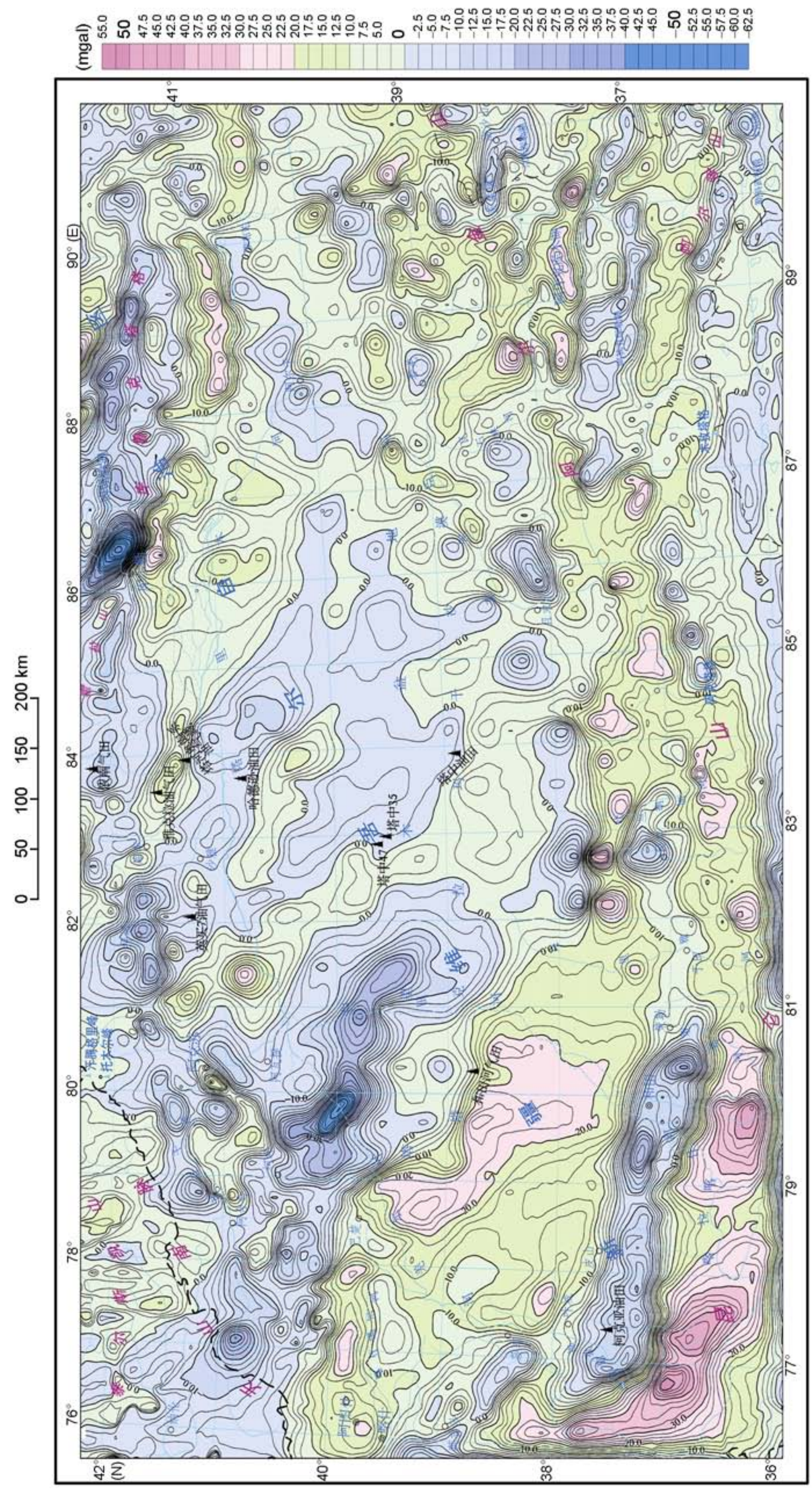


图 4　塔里木盆地浅层重力异常平面图(*H*=2.59 km)

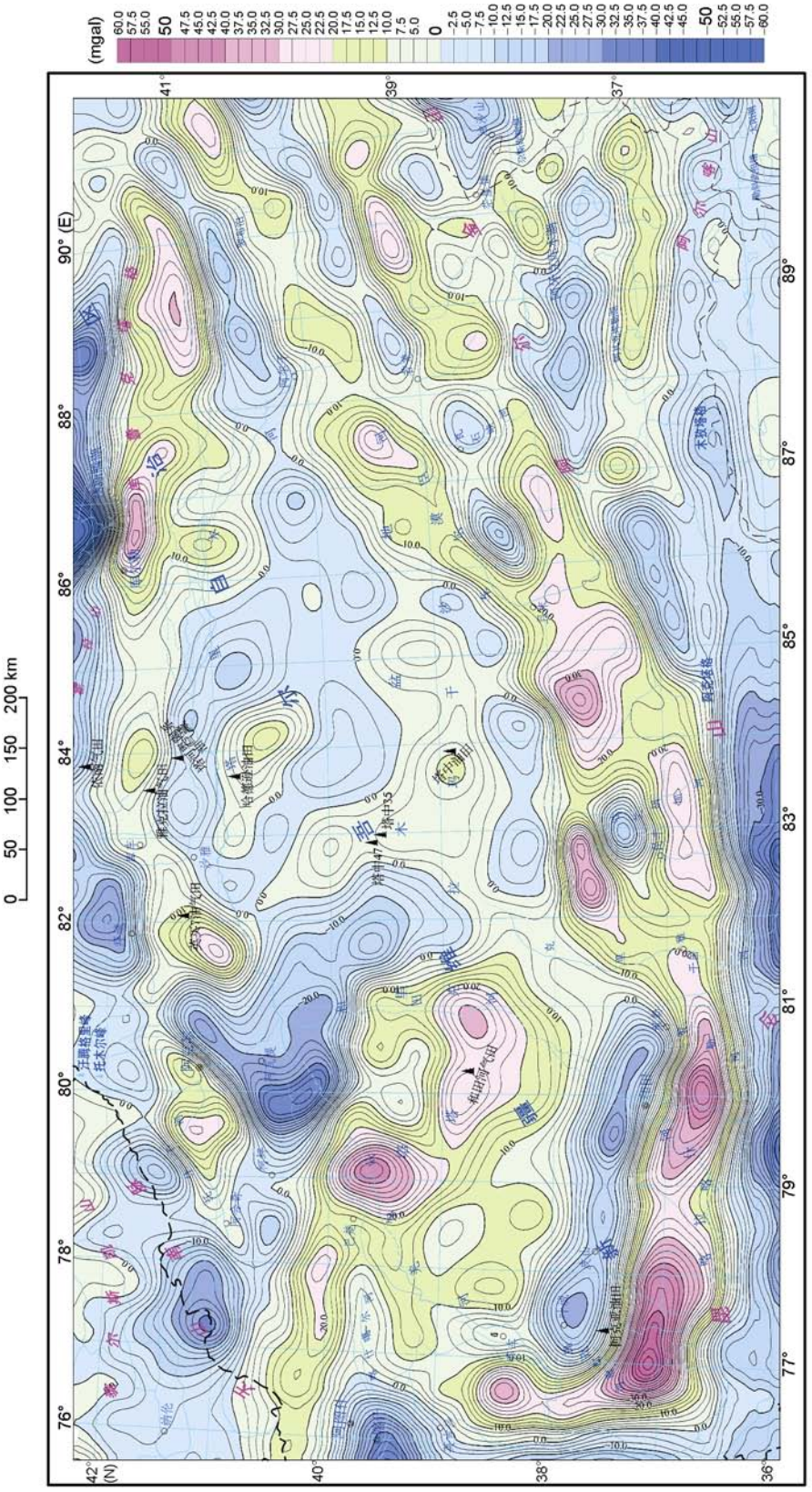


图 5　塔里木盆地深层重力异常平面图(*H*=4.13 km)

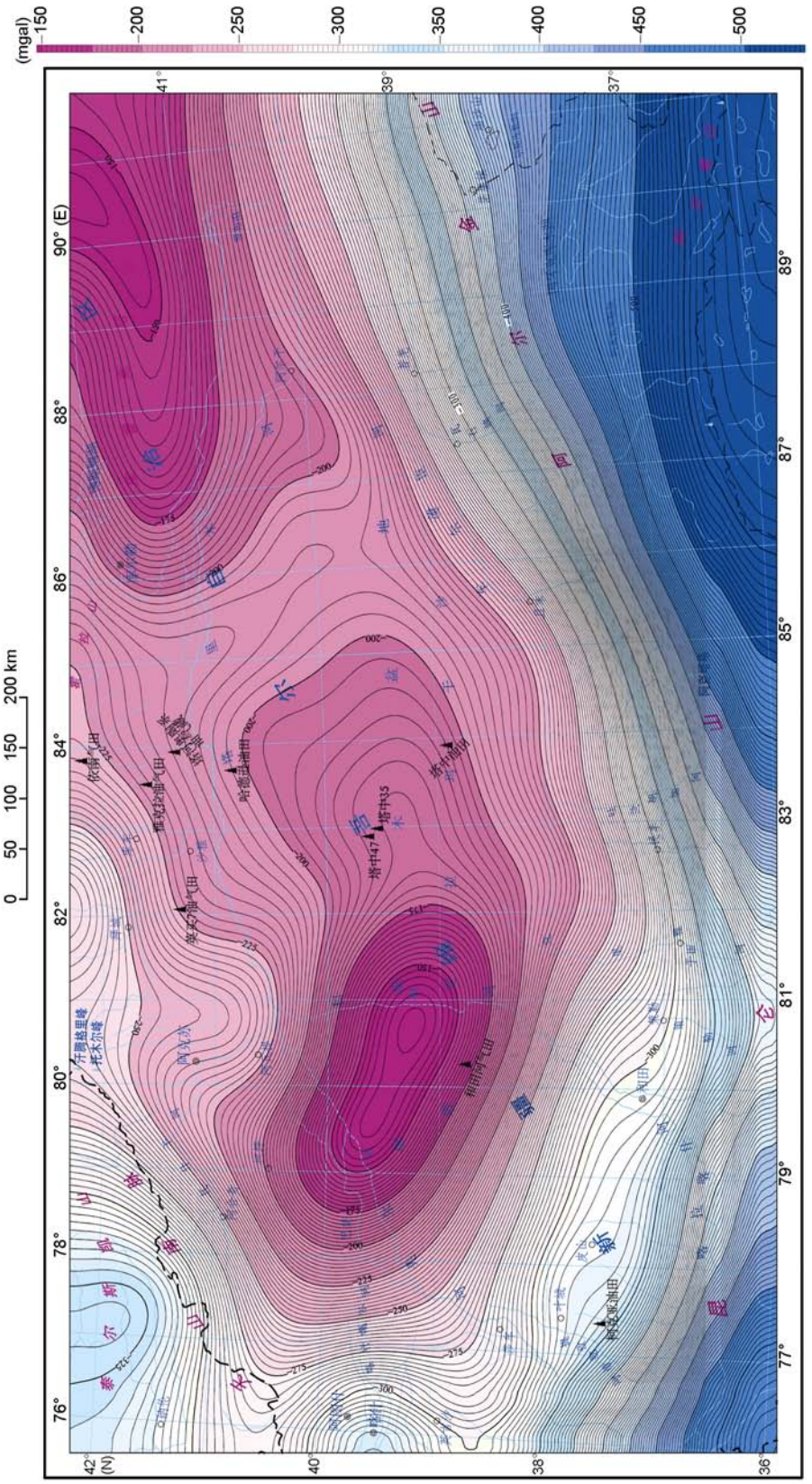


图 6　塔里木盆地基岩重力异常平面图(*H*=8.75 km)

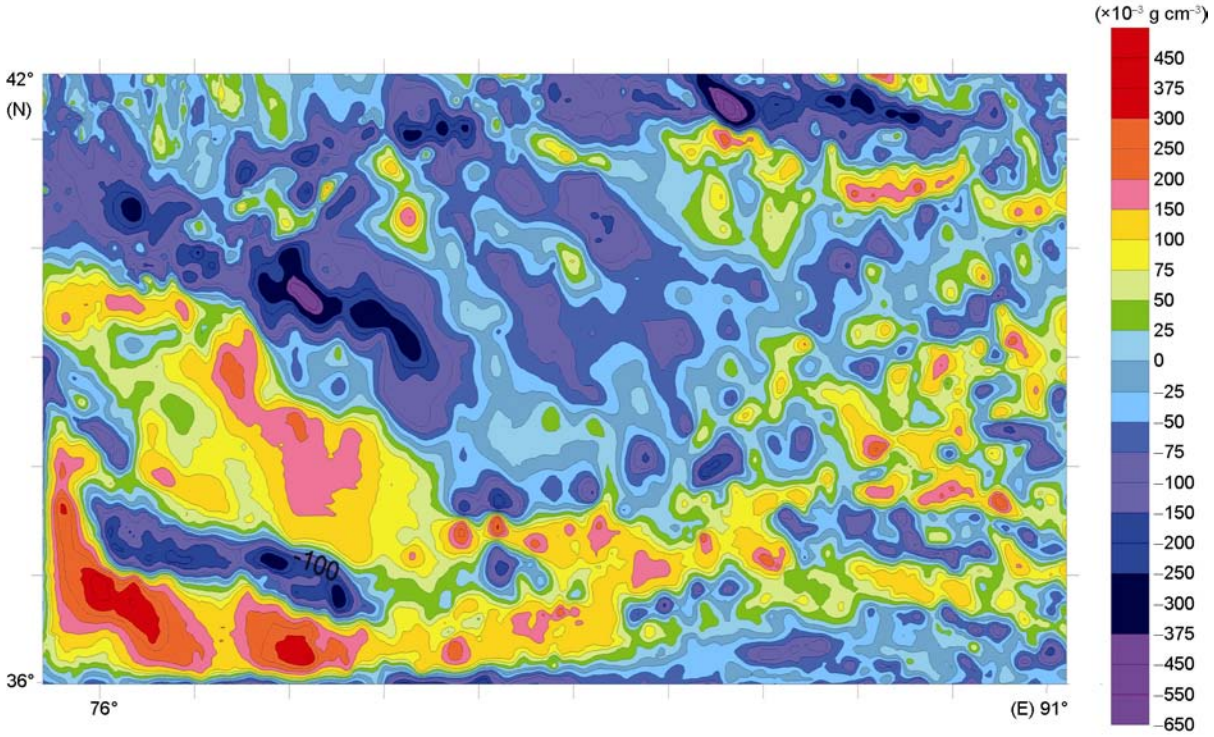


图 7　塔里木盆地浅层密度扰动平面图

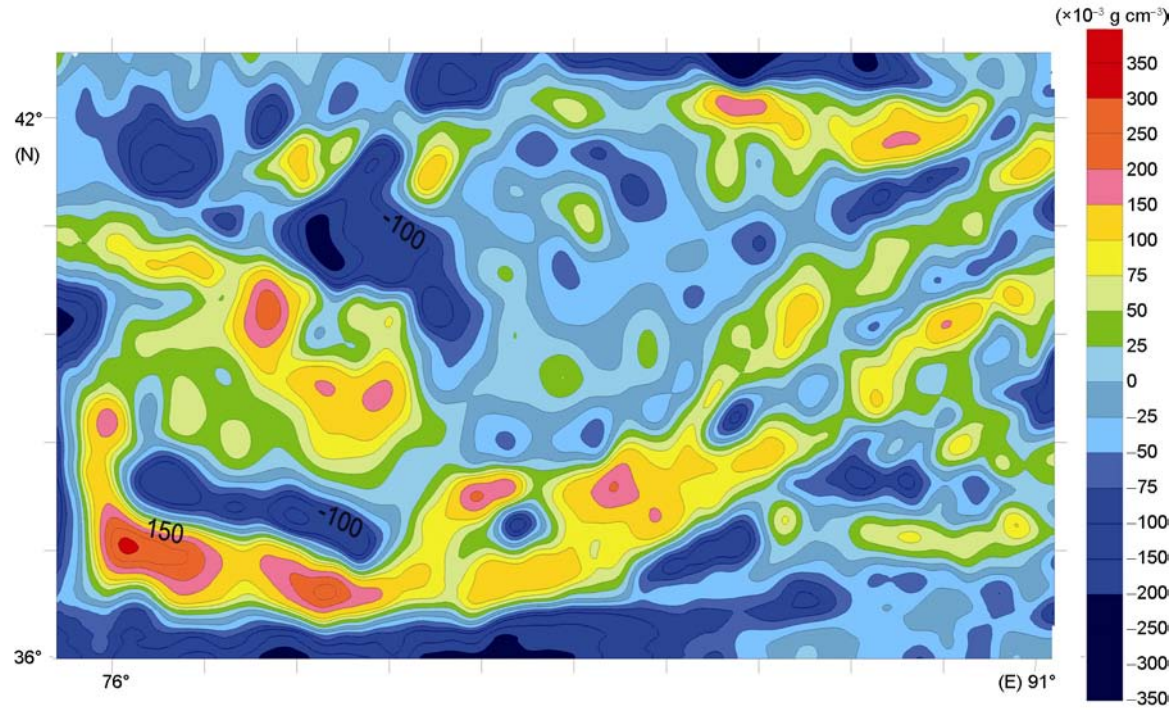


图 8　塔里木盆地深层密度扰动平面图

心部分为低幅度正异常, 昆仑和阿尔金山前带为正异常带. 最后, 四阶小波逼近反映的基底异常总体由正异常构成(图 6), 异常带走向从东西转向北东向, 正异常中心在巴楚隆起和库鲁格塔格隆起, 昆仑山和阿尔金山前为重力异常梯度带, 再向南显示了对应青藏高原的负异常区域背景. 小波多尺度分析提供了不同深度平面上盆地的重力分量具有不同走向和极性的平面分布图像.

为了进一步了解塔里木重力多尺度分析的物理含义, 我们对小波细节及4阶小波逼近进行了等效层密度反演, 结果示于图 7 和 8. 图 7 为塔里木盆地浅层密度扰动平面图, 图8为塔里木盆地深层密度扰动平面图. 假定各层的平均密度, 如浅层平均密度为 2.5 g cm^{-3}, 深层平均密度为 2.65 g cm^{-3}, 基岩平均密度为 2.8 g cm^{-3}, 则可由$\rho(x, y)$与该层的平均密度差求出该等效层的密度扰动. 通过等效层密度反演可见, 塔里木盆地一阶和二阶小波细节揭示的是中新生代沉积岩层的密度扰动信息, 三阶和四阶小波细节揭示的是古生代沉积岩层的密度扰动信息, 四阶小波逼近反演基底等效层密度的结果揭示了在巴楚隆起和库鲁格塔格隆起对应的高密度区不可能相连(图 6), 东北方的高密度区从库鲁格塔格隆起一直延伸到满加尔拗陷东部, 应推测它与巴楚隆起的基底具有不同性质.

4 塔里木盆地密度结构的地质解释

地层水平面上的密度、电导、波速差异反映了盆地沉积岩层岩性和地层结构上的横向不均匀性. 根据岩石物性规律, 在包括碎屑岩与碳酸盐岩的沉积岩中, 在岩性均一条件下, 孔隙裂缝是影响密度扰动的最重要因素. 塔里木盆地的地质地球物理情况见文献[18, 19], 新生代沉积岩的密度均值为 2.35 g cm^{-3}, 中生代沉积岩以碎屑岩为主, 密度为 2.55 g cm^{-3}. 古生代沉积岩以碳酸盐岩为主, 其密度为 2.65 g cm^{-3}, 元古代结晶基岩密度为 2.71~2.77 g cm^{-3}. 中生代碎屑岩与古生代碳酸盐岩的密度扰动与岩石内部的孔隙裂缝发育有关, 而孔隙裂缝都是流体通道. 因此, 浅层和深层沉积岩密度扰动信息主要与古流体活动带有关, 即浅层密度扰动主要与中生代流体活动带有关, 深层密度扰动信息主要与古生代流体活动带有关. 古流体活动是油气聚集成藏的必要条件之一, 指出古流体活动带有利于预测油气远景区.

古流体通道包括古运载层、古断层和古不整合面[20~23]. 运载层是指那些连接烃源岩与圈闭的渗透性地层, 其基本通道是地层的孔隙裂缝; 流体运移的数量和速度, 则决定于隙缝的大小和连通情况. 对运载层的研究主要包括其厚度、产状、几何形态、沉积相参数等. 断裂可作为油气二次运移的良好通道. 对于许多垂向上远离深部源岩的浅层油气藏的形成, 断层起重要的通道作用. 周期性活动的断层会导致油气多次运移, 改变油气分布格局. 断裂通道的研究内容包括断层的产状、断穿层位、断距、断裂的力学性质、断裂带厚度、断裂带的物性、断层的封闭性及其演化史等. 不整合面代表着地层曾经历过区域性的风化侵蚀作用, 因此往往可形成区域性稳定分布的高孔高渗古风化带或古岩溶带, 这对油气长距离运移或形成聚集区有利.

古流体通道在形成之后可能经受剥蚀、溶蚀、压实、区域变质等一系列地质作用, 使其孔隙度发生改变. 这一系列地质作用使现今古流体通道与较坚硬原岩的非古流体通道区不同, 因此造成岩性和地层结构上的横向不均匀性. 但是, 除了变质和沉淀物结晶之外, 沉积岩层形成之后孔隙度发生改变的总体趋势只是孔隙度减小, 与非古流体通道岩层比较, 古流体通道岩层孔隙度仍然相对较高, 这就是浅层和深层密度扰动信息中出现负异常和负密度扰动的原因[20~23]. 变质和沉淀物结晶有可能完全堵塞液体流动, 不过塔里木盆地的变质作用主要局限于基底, 在沉积盆地内部很少发生. 因此, 参考塔里木重力多尺度分析-等效层密度反演成果图件中的负密度扰动带, 可大致了解古流体通道的分布范围. 当然, 如结晶基底中出现负异常和负密度扰动, 基底中还有天然气成藏的可能性.

石油地质学认为, 位于古流体通道附近的长期继承性的古隆起和古斜坡, 及邻近之凸起带及斜坡带, 常成为油气运移的主要指向, 为油气聚集有利地区. 长期继承性的古隆起和古斜坡之所以具有抗剥蚀的能力, 是因为这里岩石较为致密坚硬. 因此, 高密度地层反映长期继承性的古隆起. 油气二次运移的总趋势是从储集层下部向上部、从盆地(或凹陷)中心向盆地边缘运移; 主要指向区是生油气拗陷附近

的隆起带及斜坡带. 值得注意的是, 古流体活动只是油气聚集成藏的必要条件之一, 古流体活动带不等于油气远景区. 油气远景区位于古流体活动带的特殊部位或其边缘. 笔者认为, 从物理学角度看, 流体活动带中流速太快之处并不利于油气成藏, 流速由快变慢之处可能更利于油气成藏.

致谢　感谢审稿专家提出的宝贵意见.

参考文献

1 侯遵泽, 杨文采. 中国重力异常的小波变换与多尺度分析, 地球物理学报, 1997, 40: 85–95
2 侯遵泽, 杨文采, 刘家琦. 中国大陆地壳密度差异多尺度反演. 地球物理学报, 1998, 41: 651–656
3 杨文采, 施志群, 侯遵泽, 等. 离散小波变换与重力异常多重分解. 地球物理学报, 2001, 44: 534–541
4 Yang W C, Hou Z Z. Geophysical analysis of main minerogenetic belts in China. Proc 30th Int Geol Congr, 1997, 20: 112–120
5 Mallat S. Multifrequency channel decomposition and wavelet models. IEEE ANS Acoust, 1989, 37: 2091–2110
6 Daubechies I. The wavelet transform, time frequency localization and signal analysis. IEEE Trans on Information Theory, 1990, 36: 961–1006
7 李世雄, 刘家琦. 小波变换和与反演数学基础. 北京: 地质出版社, 1994
8 杨文采. 用于位场数据处理的广义反演技术. 地球物理学报, 1987, 30: 283–291
9 杨文采, 郭爱缨, 谢玉清, 等. 重磁异常频率域解释的理论与方法. 物化探研究报导, 1978, 78: 134–178
10 杨文采. 重磁异常在频率域的解释方法(上). 物化探电算技术, 1979, 79: 1–16
11 杨文采. 重磁异常在频率域的解释方法(下). 物化探电算技术, 1979, 79: 1–14
12 Cianciara B, Marcar H. Interpretation of gravity anomalies by means of local power. Spectra Gcophys Prospec, 1975, 24: 273–286
13 Sybery F J R. A Fourier method for the regional-residual problem of potential fields. Geophys Prospec, 1972, 20: 47–75
14 Bhimasankakam V L S. Interpretation of gravity anomalies due to finite inclined dikes using Fourier transformation. Geophysics, 1977, 42: 51–59
15 杨文采. 位场数据的频谱分析技术(上). 物化探计算技术, 1985, 7: 188–196
16 杨文采. 位场数据的频谱分析技术(下). 物化探计算技术, 1986, 8: 14–22
17 杨文采. 地球物理反演的理论与方法. 北京: 地质出版社, 1997
18 杨文采. 古特提斯域大地构造物理学. 北京: 石油工业出版社, 2009
19 杨文采, 于常青. 深层油气地球物理勘探基础研究. 地球物理进展, 2007, 22: 1238–1242
20 杨文采, 金振民, 于常青. 结晶岩中天然气异常的地震响应. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2008, 38: 1057–1067
21 李思田, 解习农, 王华, 等. 沉积盆地分析基础和应用. 北京: 高等教育出版社, 2006
22 赵澄林, 朱筱敏. 沉积岩石学. 北京: 石油工业出版社, 2001
23 陆克政, 朱筱敏, 漆家福. 含油气盆地分析. 东营: 中国石油大学出版社, 2006