

利用地磁场综合模型 CM4 分析中国大陆地区 地磁场变化^{*}

冯 彦¹⁾ 安振昌²⁾ 孙 涵³⁾ 毛 飞^{4)†}

1) (南京农业大学资源与环境科学学院, 南京 210095)

2) (中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029)

3) (广西气象减灾研究所, 国家卫星气象中心遥感应用试验基地, 南宁 530022)

4) (中国气象科学研究院, 北京 100081)

(2010 年 1 月 15 日收到; 2010 年 6 月 10 日收到修改稿)

第四代地磁场综合模型 CM4 是迄今为止将地磁场的内源场和外源场分离得最为彻底的数学模型. 利用该模型结合 Taylor 多项式模型, 基于 1960—2000 年期间中国大陆地区的实测数据, 计算并分析了以 10 a 为间隔的内源场和外源场的变化情况, 通过将 1960—1990 年的所有磁异常点归算至 2000 年以分析地壳磁异常场的总体分布趋势. 结果显示: 地磁北向分量 X 的内源场强度总体呈逐年减弱的趋势, 从 1960 年到 2000 年共下降了约 750 nT, 外源场强度总体呈先增强后减弱的趋势, 共下降了约 32 nT; 地磁东向分量 Y 的内源场强度总体呈先减弱后增强的趋势, 1960—2000 年期间共上升了约 40 nT, 外源场强度总体呈先减弱后增强再减弱的趋势, 共上升了约 3.8 nT; 地磁垂直分量 Z 的内源场变化趋势与 Y 分量类似, 共上升了约 600 nT, 外源场总体呈先减弱后增强的趋势, 共上升了约 4.6 nT. 对于地壳磁异常场, X 分量、 Z 分量、地磁总强度 F 和地磁水平分量 H 在中国大陆地区都为负异常分布, X 分量和 H 分量的负异常强度随经度增加而减弱, Z 分量和 F 分量则相反; Y 分量和磁偏角 D 的分布较为类似, 在中国的中西部大部分地区为正异常, 强度随经度增加而减弱, 磁倾角 I 主要以负异常为主, 负异常强度随经度增加而增强.

关键词: 综合模型, 内源场, 外源场, 地壳磁异常场

PACC: 9125C, 9125G, 9125L

1. 引 言

地磁场是指在固体地球内部和外部到磁层顶空间范围内所有场源产生的磁场^[1], 一般将地磁场分为内源场和外源场. 人们对于内源场研究较多^[2–8], 对地壳磁异常场也做了很多工作^[9–17]. 由于测点有限, 分布不均, 加之对各场源的分离方法各不相同, 因此对各场源计算结果和分布都有出入. 对于外源场, 以前都是利用球谐分析方法进行计算. 研究表明, 外源场的球谐系数远小于内源场的球谐系数, 并认为早期外源场的计算并不准确^[18]. 精确计算内源场、外源场以及地壳磁异常场的主要难点在于缺乏高精度、均匀采样的卫星数据以及对各场源进行合理分离的方法.

针对上述问题, 美国国家航空和航天管理局戈达德空间飞行中心和丹麦空间研究所的研究人员于 20 世纪 90 年代联合开发了一种地磁场建模的新方法——“地磁场综合模型”(CM), 分别于 1993, 1996, 2002 和 2004 年开发了 CM1^[19], CM2^[20], CM3^[21] 和最新的 CM4^[22]. 较之于 CM3, CM4 采用了更多的卫星数据, 包括 POGO 卫星和 CHAMP 卫星的标量数据以及 Magsat 卫星和 Oersted 卫星的标量和矢量数据. 该模型通过覆盖广泛的高精度卫星数据和台站数据, 利用迭代再加权最小二乘法 (IRLS) 进行系数估算, 求出各场源共 25243 个系数. 该模型的球谐展开阶数为 65, 其中展开式的前 1—15 阶代表地核场, 16—65 阶代表地壳磁异常场. 同时, CM4 将场源分离得更细, 在磁静时能够将地磁场分为内源场(地核场、地壳磁异常场)和外源场

^{*} 国家高技术研究发展计划(批准号:2007AA12Z328)资助的课题.

[†] 通讯联系人. E-mail: maofei77@cams.cma.gov.cn

(磁层场及其感应场、电离层场及其感应场),而且适用时间范围更长,为1960年1月—2002年6月,CM4还考虑了Magsat卫星和Oersted卫星数据采样区中的准偶极子午面极性电流^[23,24],所使用的台站数据与CM3类似.该模型对上述6种磁场可通过输入相应的儒略日时间、测点到地心距离、地理余纬度、地理经度、磁层场环电流强度指数 D_{st} 以及太阳辐射通量指数 $F_{10.7}$ 进行计算.由于地核场随时间缓慢变化,因此,在模型适用时间范围外,地核场强度可通过国际地磁参考场(IGRF)模型或其他适用时间更长的全球模型(如CHAOS模型等)替代,其他场源强度可输入相应的参数计算.

CM4虽然是CM3的自然扩展,但是它的物理内涵比CM3更深刻、功能更强、适用时间范围更大^[25],是迄今为止将内源场和外源场分离得最为彻底的地磁模型,已在很多领域得到了广泛的应用,并成为许多新模型建立和比较的标尺.2008年,Maus^[26]对近年建立的较为常用的全球地磁模型进行了地磁功率谱研究.同年,他还针对CM4等模型的特点,利用2004—2007年的CHAMP卫星标量数据建立了最新的第六代地球磁场模型MF6,该模型第一次揭示了海洋地壳的年龄结构^[27].Torta等^[28]基于CM4等模型对于长期的磁场日变化进行了研究,结果显示,在CM中不同等级的太阳活动必须使用不同的 $F_{10.7}$ 值.2009年,Maus等^[29]利用CM4对不同时间及初始磁测量数据进行预处理,并利用新增的网格和轨迹数据,建立了最新的全球磁异常网格模型EMAG2.Hulot等^[30]利用CM4内源场的Mauersberger-Lowes功率谱与其他模型进行比较,分析了小尺度的地核场长期变化.Olsen等^[31]利用CM4进一步研究了地磁场外部场源.

本文通过CM4结合实测数据计算了1960—2000年以10 a为间隔的中国大陆地区地磁北向分量 X 、东向分量 Y 和垂直分量 Z 的内源场、外源场,并计算和分析了2000年地磁七分量地壳磁异常场在水平面(高程为0 m)的分布.由于历年实测数据都进行了外源修正,因此认为实测值即为内源场值.由于Taylor多项式模型具有计算简单、使用方便的特点,在很多领域都有应用^[32],因此本文利用该模型对各年份的内源场进行建模和网格绘图($1^\circ \times 1^\circ$),首先对内源场进行以10 a为间隔的变化分析;再将实测值减去地核场值,得到地壳磁异常值.结合CM4,计算出各年代的地壳磁异常场值,并

将其归算到2000年,以分析各分量的磁异常分布;最后单独利用CM4对中国大陆地区的外源场进行网格绘图,并对外源场进行以10 a为间隔的变化分析.

2. 模型数据

2.1. 地面台站数据

本文所用资料为1960—2000年的所有磁偏角 D 、磁倾角 I 、地磁水平分量 H 和地磁总强度 F 实测数据,其中包含1960年445个地磁测点的 D, I, H 数据,1970年1887个地磁测点的 D, I, H 数据,1980年255个地磁测点的 D, I, F 数据,1990年139个地磁测点的 D, I, F 数据,2000年156个地磁测点的 D, I, F 数据,共2882个地磁测点的数据.所有数据均来源于中国科学院地质与地球物理研究所.对于各年份的重复点,利用其总强度与该点CM4地核场强度的绝对差值进行选取,保留绝对差值较小的测点,接着按下式去除残差大于500 nT的异常点:

$$\begin{aligned} |\Delta X| &= |X_{ob} - X_m|, \\ |\Delta Y| &= |Y_{ob} - Y_m|, \\ |\Delta Z| &= |Z_{ob} - Z_m|, \end{aligned} \quad (1)$$

式中 X_{ob}, Y_{ob} 和 Z_{ob} 为测点的地磁场北向、东向和垂直三分量的实测值, X_m, Y_m 和 Z_m 为利用CM4计算得到的地核场三分量模型值(由于CM4地核场的截断阶数为15阶,能比IGRF模型更好地表示地核场^[29]), $\Delta X, \Delta Y, \Delta Z$ 为三分量磁异常值.最后共得到2494个有效数据点.在计算内源场时,为了控制边界效应,在境外还均匀选取了34个补充点.将所有数据点归算到2000年,测点的具体分布如图1所示.

2.2. 卫星数据

CM4使用了1960—2000年期间POGO卫星和CHAMP卫星提供的中国大陆地区地磁标量数据(F),Magsat卫星和Oersted卫星提供的中国大陆地区地磁标量数据(F)和矢量数据(X, Y 和 Z),总数超过160万个.为了提高地壳磁异常场的计算精度,Magsat卫星的矢量数据在CM4中已被重新筛选.在磁静期间,当地磁活动指数 $K_p \leq 1$ 以及之前以3 h为间隔的 $K_p \leq 2$,进行了姿态精度为20"的数据选取.Oersted和CHAMP卫星数据选用的是磁静

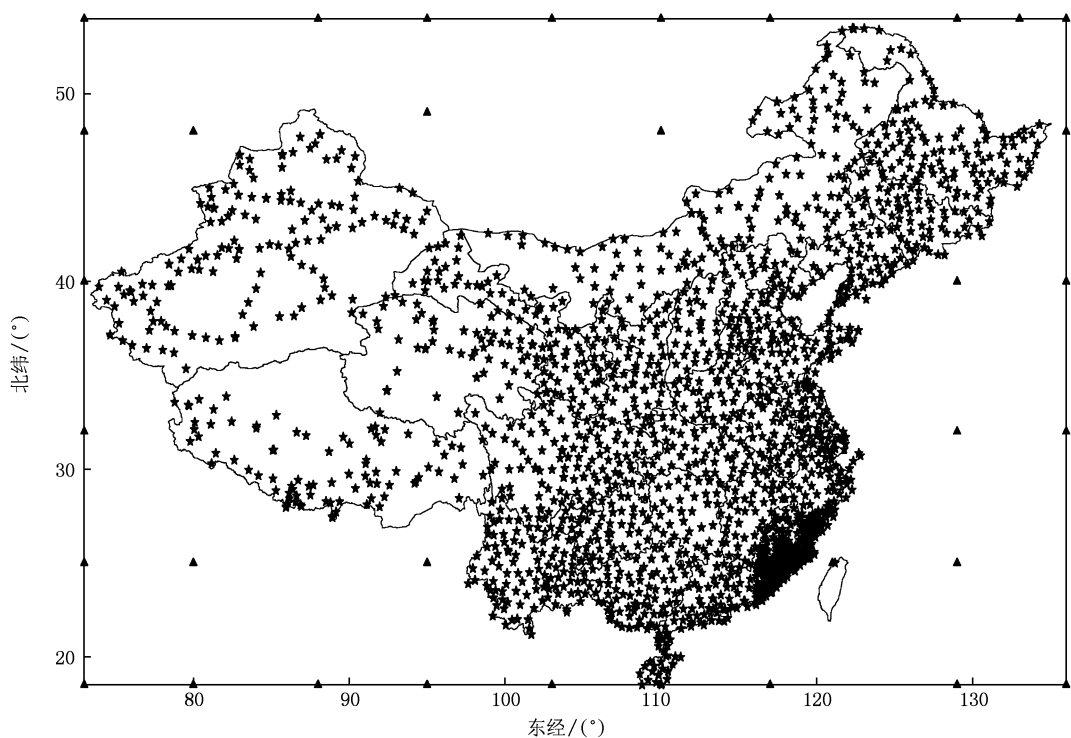


图 1 1960—2000 年地磁测点分布 ★为地磁测点,▲为境外补充点

期间($K_p \leq 1^+$) 以及之前 3 h 为间隔的 $K_p \leq 2$ 的数据. 指数 D_{st} 的选择范围是 $-20 \sim 20$ nT.

为了减小模型误差,根据相对于 CM3 的残差,对所有卫星数据进行了筛选,当 X, Y, Z 和 F 分量的残差分别大于 100, 100, 50 和 40 nT 时即予以剔除^[22].

3. 计算方法

本文采用 CM4 和 Taylor 多项式模型进行计算.

3.1. CM4 参数化

CM4 可以分离内、外源磁场,内源场可分为地核场和地壳磁异常场,外源场可分为电离层场及其感应场、磁层场及其感应场.

3.1.1. 地核场和地壳磁异常场的参数化

地核场与地壳磁异常场的电流体系位于地面台站与卫星以下区域,而这些场源及其长期变化的内源位势函数的表达式如下^[21]:

$$V_{cl}(t, L) = \mathcal{R} \left\{ a \sum_{n=1}^{13} \sum_{m=0}^n \sum_{q=0}^{13} \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} \gamma_{nq}^m Y_{nq}^m(t, \theta, \phi) + a \sum_{n=15}^{65} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} \gamma_n^m Y_n^m(\theta, \phi) \right\}, \quad (2)$$

其中

$$Y_{nq}^m(t, \theta, \phi) = \begin{cases} Y_n^m(\theta, \phi) & (q = 0), \\ Y_n^m(\theta, \phi) \int_{t_0}^t b_q(\tau) d\tau & (q > 0), \end{cases} \quad (3)$$

$$Y_n^m(\theta, \phi) = P_n^m(\cos\theta) \exp(im\phi). \quad (4)$$

这里 a 为地球平均半径($a = 6371.2$ km), θ 为地理余纬度, ϕ 为地理经度, r 为测点到地心的距离, L 为位置矢量, Y_n^m 和 P_n^m 分别为 n 阶 m 次的施密特正交化表面球谐函数和缔合勒让德函数, $\mathcal{R}\{\cdot\}$ 为表达式的实部, γ_n^m 为虚部展开系数($\gamma_n^m = g_n^m - ih_n^m$), t 为世界时, t_0 取为 1980 年. 对于长期变化,CM4 选用了三次 B 样条(cubic B-spline)函数计算至 13 阶, $b_q(\tau)$ 为第 q 阶三次 B 样条函数展开式. (2) 式对截断阶数展开到 15 阶,此时地核场占主要成分^[33]. 而地壳磁异常场表示为 16—65 阶,它通过移除主磁场、磁层场以及电离层场后估算得到,文中对所有的 $\gamma_n^m(t)$ 在 1980 年 Magsat 卫星运行时期使用了三次 B 样条函数处理,该模型的截断阶数在 60—70 时地壳磁异常场强度占主要成分^[34].

3.1.2. 电离层场及其感应场的参数化

由电离层电流产生的地磁变化在磁地方时相对固定,但会因为季节、太阳周期、地球主磁场等影

响而变化. 电离层电流可以通过在 $h = 110 \text{ km}$ 高度处的等效片电流进行近似估算, 它能在电流分布外部产生相同的磁场. 由于这些磁场随时间变化, 在地球内部会产生相应的感应电流, 又由于难以在场源电流流动区域进行测量, 因此, 可将这些场表示为位势函数的梯度, 该位势函数反映了单个空间谐和场, 并由单个季节或日周期调整. 由于推理过程较多, 这里只给出最终表达式.

对于区域 $a \leq r \leq a + h$ 和 $r \geq a + h$, 电离层场及其感应场的位势函数表达式如下^[21]:

$$V_{\text{ion}}(t, t_{\text{mut}}, L) = \mathcal{R} \left\{ \sum_{s=-2}^2 \sum_{p=0}^4 \sum_{l=p-1}^{p+1} \sum_{k=\max(1, |l|)}^{|l|+40} \tilde{\mathcal{E}}_{ksp}^l \right. \\ \times \sum_{n=1}^{60} \sum_{m=-\min(n, 12)}^{\min(n, 12)} [(d_{kn,e}^{lm})^* \\ \times S_{nsp,e}^m(t, t_{\text{mut}}, L) \\ \left. + (f_{kns}^{lm})^* S_{nsp,i}^m(t, t_{\text{mut}}, L)] \right\}, \quad (5)$$

$$V'_{\text{ion}}(t, t_{\text{mut}}, L) = \mathcal{R} \left\{ \sum_{s=-2}^2 \sum_{p=0}^4 \sum_{l=p-1}^{p+1} \sum_{k=\max(1, |l|)}^{|l|+40} \tilde{\mathcal{E}}_{ksp}^l \right. \\ \times \sum_{n=1}^{60} \sum_{m=-\min(n, 12)}^{\min(n, 12)} [(f_{kns}^{lm})^* + (z_{kn}^{lm})^*] \\ \left. \times S_{nsp,i}^m(t, t_{\text{mut}}, L) \right\}. \quad (6)$$

这里 t_{mut} 为磁世界时,

$$f_{kns}^{lm} = q_{nsp}^{mm} d_{kn,e}^{lm}, \\ z_{kn}^{lm} = - \left(\frac{n}{n+1} \right) \left(\frac{a+h}{a} \right)^{n+2} d_{kn}^{lm}, \\ d_{kn,e}^{lm} = \left(\frac{a}{a+h} \right)^{n-1} d_{kn}^{lm},$$

而 d_{kn}^{lm} 通过标准球谐函数转换得到. 准偶极场的电离层展开系数 $\tilde{\mathcal{E}}_{ksp}^l$ 可表示为

$$\tilde{\mathcal{E}}_{ksp}^l = \tilde{\mathcal{E}}_{ksp}^l (1 + NF_{10.7}) \\ (f_{kns}^{lm})^* = f_{kns}^{l-m},$$

类似的转换相同, Olsen^[35] 估算出 $N = 14.85 \times 10^{-3} (10^{-22} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \text{ Hz}^{-1})^{-1}$. 另外, (6) 和 (7) 式中

$$S_{nsp,e}^m(t, t_{\text{mut}}, L) = a \left(\frac{r}{a} \right)^n P_n^m(\cos \theta_d) \\ \times \exp[i(m\phi_d + \omega_s st + \omega_p pt_{\text{mut}})],$$

$$S_{nsp,i}^m(t, t_{\text{mut}}, L) = a \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} P_n^m(\cos \theta_d) \\ \times \exp[i(m\phi_d + \omega_s st + \omega_p pt_{\text{mut}})],$$

式中下标 e 表示外源场, i 表示其感应场, θ_d 为偶极余纬度, ϕ_d 为偶极经度, 基本的季节角频率 $\omega_s = 2\pi \text{ rad} \cdot \text{a}^{-1}$, 其相关的波数为 s , 基本每日角频率 $\omega_p =$

$2\pi/24 \text{ rad} \cdot \text{h}^{-1}$, 其相关波数为 p .

3.1.3. 磁层场及其感应场的参数化

磁层场的主要特征是随着磁层环电流强度、季节和太阳风参数的变化而变化, 并且在磁地方时相对稳定. 磁层场的主要影响源于磁层尾、磁层顶和环电流综合体. 磁层场可以通过位势函数的梯度表示, 同电离层场的表达式类似.

磁层及其感应场的位势表达式如下^[21]:

$$V_{\text{mag}}(t, t_{\text{mut}}, L) = \mathcal{R} \left\{ \sum_{s=-2}^2 \sum_{p=0}^5 \sum_{l=p-1}^{p+1} \sum_{k=\max(1, |l|)}^{|l|+K(p-l)} \mu_{ksp}^l \right. \\ \times [S_{ksp,e}^l(t, t_{\text{mut}}, L) \\ + (q_{ksp}^l)^* S_{ksp,i}^l(t, t_{\text{mut}}, L)] \\ + \sum_{s=-2}^2 \sum_{p=0}^5 \sum_{l=p-1}^{p+1} \sum_{k=\max(1, |l|)}^1 \mu_{ksp,D_{\text{st}}}^l \\ \times D_{\text{st}} [S_{ksp,e}^l(t, t_{\text{mut}}, L) + (q_{ksp,D_{\text{st}}}^l)^* \\ \left. \times S_{ksp,i}^l(t, t_{\text{mut}}, L)] \right\}, \quad (7)$$

其中 D_{st} 为磁层环电流强度指数, l 与较窄的带宽 p 相关, k 为补偿常数, K 为局部时与非局部时的函数. 参数化过程中存在一个转换矩阵 $\mathbf{Q}$, 它用于相同频率下磁层驱动信号和感应驱动信号的相互转换, s, p 和 D_{st} 分别对 $\mathbf{Q}$ 进行索引.

3.2. Taylor 多项式模型

由于 CM4 中各种场源基于球谐模型, 故可用 IRLS 估算, 并采用数值拟合的方法建模和绘图. 本文结合历年实测数据计算内源场和异常场, 采用建模方法类似的 Taylor 多项式模型进行建模和绘图. 该模型表达式如下:

$$W = \sum_{n=0}^M \sum_{m=0}^n A_{nm} (\varphi - \varphi_0)^{n-m} (\lambda - \lambda_0)^m, \quad (8)$$

其中 W 为地磁场任意分量; M 为截断阶数, 在计算正常场时, 比较各阶均方差后取 $M = 5$; φ 和 λ 为各地磁测点的纬度和经度; φ_0 和 λ_0 为多项式的展开原点, φ_0 取北纬 36.0° , λ_0 取东经 104.5° ; A_{nm} 为相应各分量的模型系数, 每个模型有 $(M+1)(M+2)/2$ 个系数, 所有系数通过最小二乘法求取.

4. 结果及分析

本文主要绘制和讨论 X, Y, Z 分量内源场、外源场以 10 a 为间隔的分布和变化, 并分析了七分量的地壳磁异常场在 2000 年的分布情况.

4.1. 内源场变化

由于进行了外源场处理,认为实测值即为内源场

值. 经过重复点和异常点的筛选后,利用 Taylor 多项式模型和各年份的实测值计算出网格值并绘图. 1960 年中国大陆地区内源场 X,Y,Z 三分量的分布如图 2 所示.

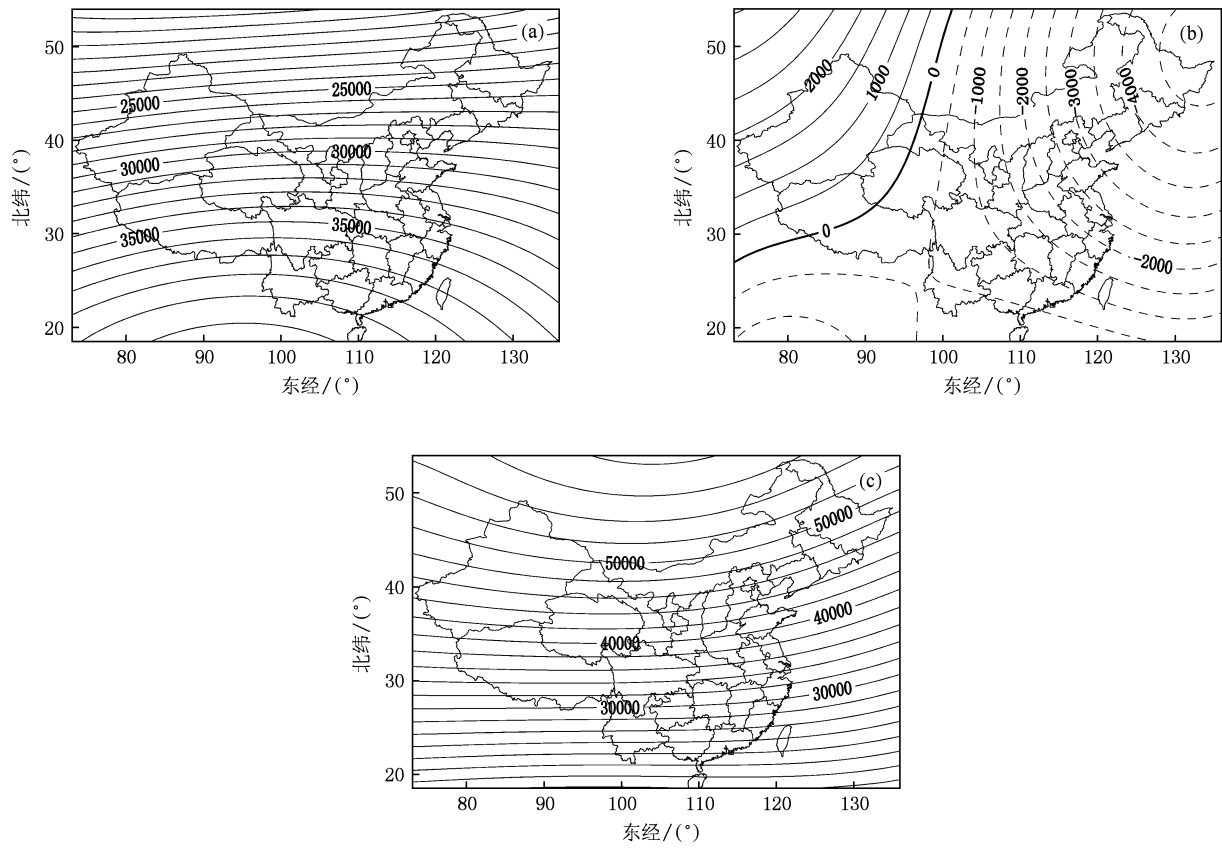


图2 1960 年中国大陆地区内源场的分布(单位为 nT) (a) X 分量, (b) Y 分量, (c) Z 分量

由于 1960—2000 年期间中国大陆地区的 X,Y,Z 分量的内源场分布较为相似,因此将后 10 年的内源场网格值减去前 10 年的内源场网格值,得到以 10 a 为间隔的内源场变化(图 3—图 5).

由图 3 可见,在中国大陆大部分地区内源场 X 分量的强度变化皆为负值,呈现逐年递减的趋势. 1960—1970 年,随纬度的增加,强度变幅约从 -120 到 40 nT,强度平均下降了 100 nT 左右(图 3(a)); 1970—1980 年,随经度的增加,强度变幅约从 -300 到 0 nT,强度平均下降了 200 nT 左右(图 3(b)); 1980—1990 年,随纬度的增加,强度变幅约从 -100 到 -300 nT,在内蒙古中部有 -410 nT 左右的极小值点,强度平均下降了 300 nT 左右(图 3(c)); 1990—2000 年,随经度的增加,强度变幅约从 40 到 -160 nT,在四川与青海交界处有 -190 nT 左右的极小值点,强度平均下降了 150 nT 左右(图 3(d)).

总体而言,1960—2000 年内源场 X 分量共下降了 750 nT 左右.

由图 4 可见,内源场 Y 分量的变化趋势为先下降后上升. 1960—1970 年,随经度的增加,强度变幅约从 40 到 -200 nT,强度平均下降了 60 nT 左右(图 4(a)); 1970—1980 年,在西部部分地区出现了 40 nT 左右的正值区,东部地区的强度变化随经度增加(图 4(b)); 1980—1990 年,以倾斜 45° 左右的零值线为界,西北部地区皆为正值,东南部皆为负值,随经度的增加,强度变幅约从 40 到 -200 nT(图 4(c)); 1990—2000 年,中国大陆大部分地区为正值,随经度的增加,强度变幅约从 120 到 -40 nT,强度平均上升了 100 nT 左右(图 4(d)). 总体而言,1960—2000 年内源场 Y 分量共上升了 40 nT 左右.

由图 5 可见,内源场 Z 分量的变化趋势与 Y 分量类似. 1960—1970 年,在中国大陆大部分地区为

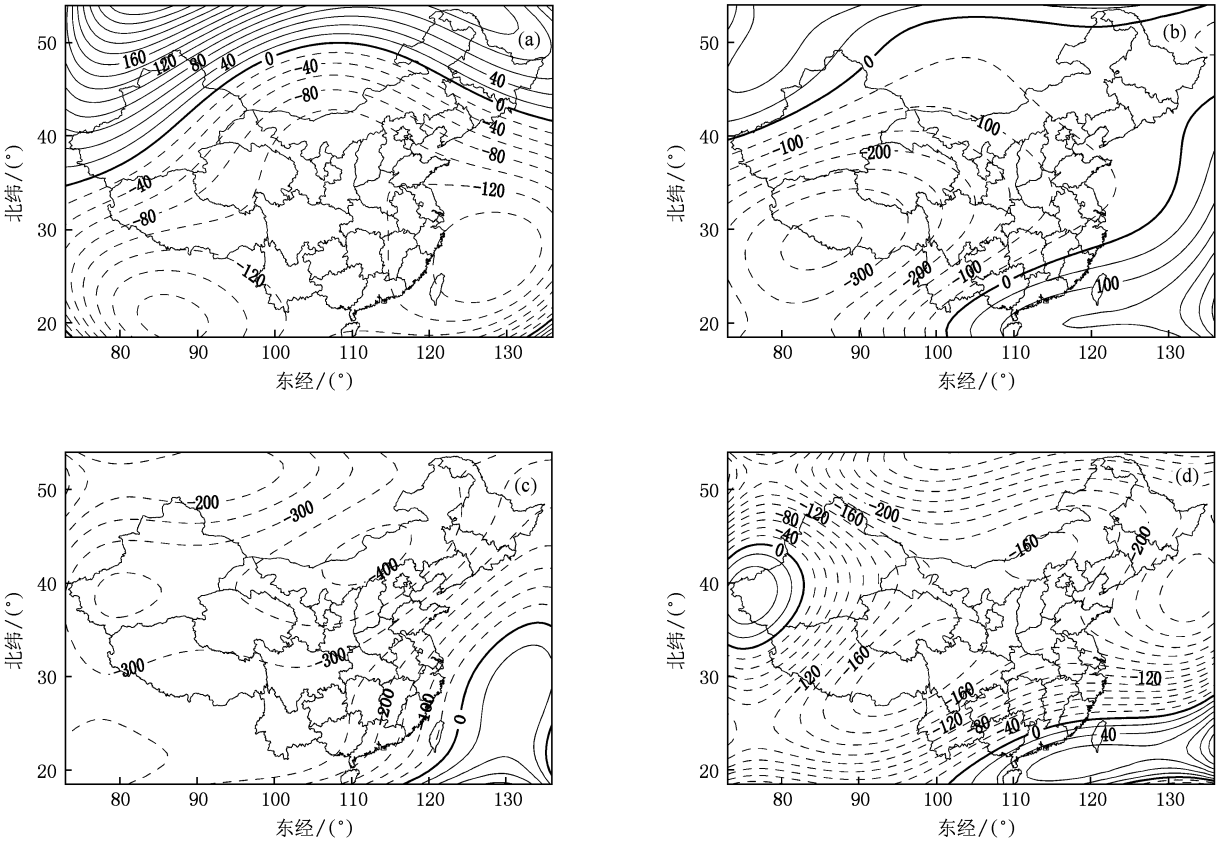


图3 内源场 X 分量的差异(单位为 nT) (a)1960—1970 年,(b) 1970—1980 年,(c) 1980—1990 年,(d) 1990—2000 年

负值,随纬度的增加,强度变幅约从 100 到 -300 nT,强度平均下降了 200 nT 左右(图 5(a));1970—1980 年,以北纬 35° 附近的零值线为界,北部为负,南部为正,强度变化为中部小、南北大(图 5(b));1980—1990 年,在大陆地区几乎皆为正值,随纬度的增加,强度变幅约从 700 到 100 nT,强度平均上升了 400 nT 左右(图 5(c));1990—2000 年,在大陆地区依然为正值,随经度的增加,强度变幅约从 150 到 500 nT,强度平均上升了 400 nT 左右(图 5(d)). 总体而言,1960—2000 年内源场 Z 分量共上升了 600 nT 左右.

4.2. 地壳磁异常场的分布

通过将不同年份实测值减去相应年份基于 CM4 计算的地核场值,得到了该点的地壳磁异常值. 由于地壳磁异常场基本不随时间变化,因此将 1960—1990 年所有磁异常点值归算至 2000 年,再利用 Taylor 多项式模型计算并绘制磁异常分布网格图(图 6),观察地磁七分量磁异常的总体分布趋势.

由于数据点较多,相对内源场存在更为严重的边界效应,因此在国境外重新选取了 150 个补充点进行控制. 为了较好地表示异常,经比较后认为,取 $M = 7$ 较合适.

由图 6 可见: X 分量在大陆地区皆为负异常,在四川和西藏交界处有 -90 nT 左右的最大负异常点,随经度的增加,磁负异常强度变幅约从 -50 到 -20 nT(图 6(a)), H 分量的分布及强度变化与 X 分量非常类似(图 6(e)); Y 分量在中国大陆的中西部大部分地区为正异常,随经度的增加,磁异常强度变幅约从 80 到 -20 nT(图 6(b)); Z 分量在中国大陆地区皆为负异常,在新疆北部有 -125 nT 左右的最大负异常点,随纬度的增加,磁负异常强度变幅约从 -40 到 -120 nT(图 6(c)); F 分量在中国大陆地区依然为负异常,在青海中部有 -150 nT 左右的最大负异常点,随经度的增加,磁负异常强度变幅约从 -80 到 -120 nT(图 6(d)); D 分量的分布与 Y 分量类似,在中国大陆的中西部大部分地区为正异常,随经度的增加,磁异常强度变幅约从 6'

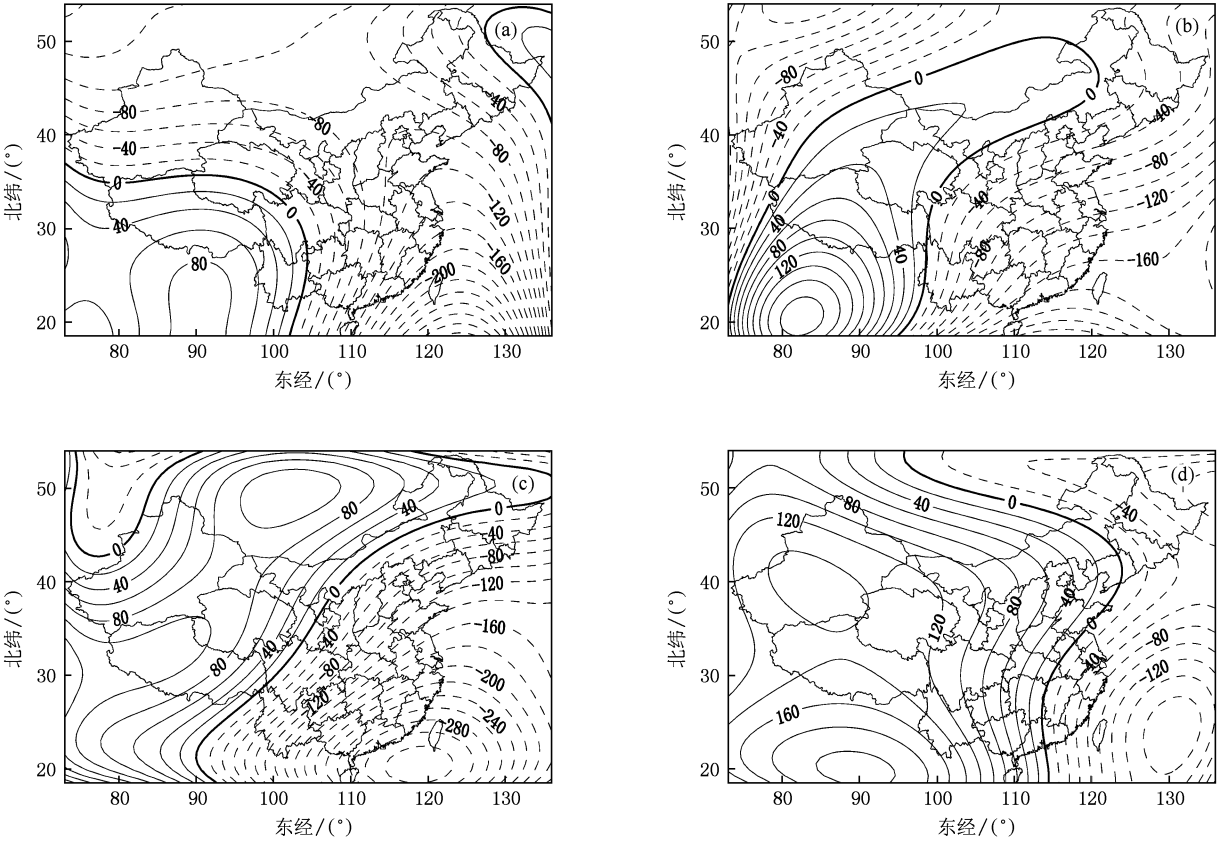


图4 内源场Y分量的差异(单位为 nT) (a)1960—1970 年,(b) 1970—1980 年,(c) 1980—1990 年,(d) 1990—2000 年

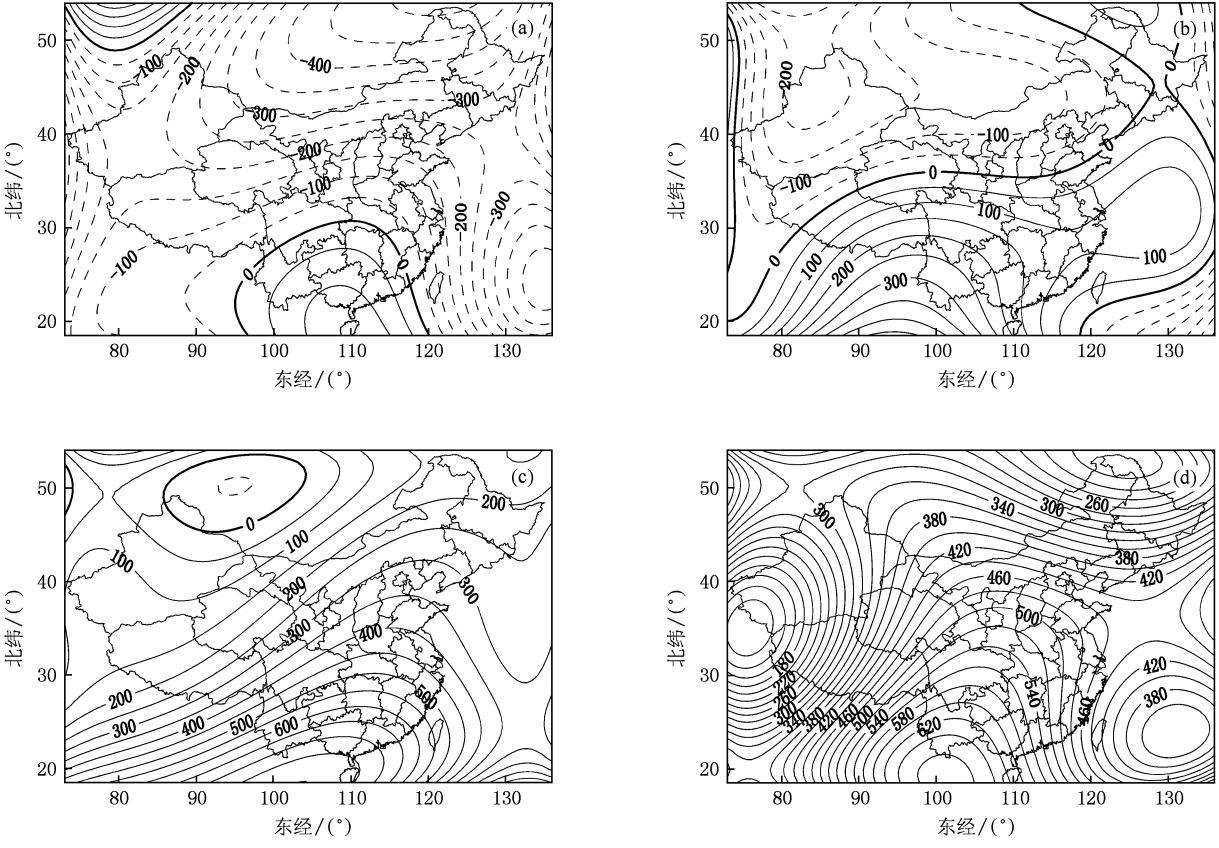


图5 内源场Z分量的差异(单位为 nT) (a)1960—1970 年,(b) 1970—1980 年,(c) 1980—1990 年,(d) 1990—2000 年

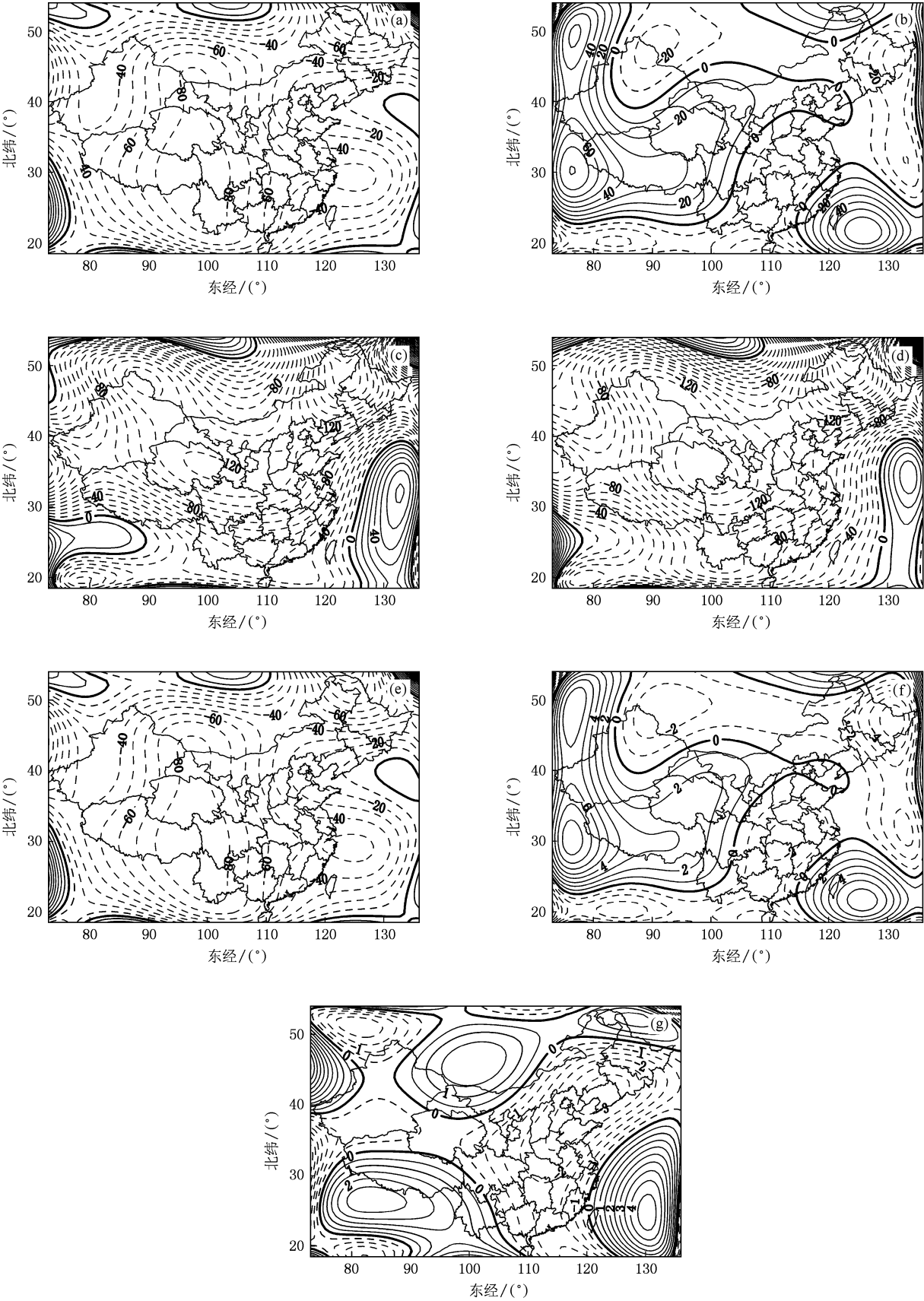


图6 1960—2000年中国大陆地区地壳磁异常场的分布 (a) X 分量(单位为nT), (b) Y 分量(单位为nT), (c) Z 分量(单位为nT), (d) F 分量(单位为nT), (e) H 分量(单位为nT), (f) D 分量(单位为°), (g) I 分量(单位为°)

到 $-2'$ (图 6(f)); I 分量除了在东北、西北和西南部地区外,都为负异常分布,并在辽宁中部有 $-3.3'$ 左右的最大负异常点,随经度的增加,磁异常强度变幅约从 $-1'$ 到 $-2'$ (图 6(g)).

4.3. 外源场变化

对于外源场,利用 CM4 单独计算出每一年份的网格值. 1960 年中国大陆地区外源场 X, Y, Z 三分量分布如图 7 所示.

由于历年外源场的变化相对较小,分布较为类似,因此可通过分析内源场变化的方法分析外源场 1960—2000 年中国大陆地区以 10 a 为间隔的 X, Y, Z 三分量变化,结果如图 8—图 10 所示.

由图 8 可见,外源场 X 分量在近 40 年间呈现先上升后下降的趋势. 1960—1970 年期间强度变化皆为正值,随纬度的增加,强度变幅约从 5 到 4 nT,强度平均上升了 4.5 nT 左右 (图 8(a)); 1970—1980 年皆为负值,随纬度的增加,强度变幅约从 -24 到 -19 nT,强度平均下降了 22 nT 左右 (图 8(b)); 1980—1990 年和 1990—2000 年期间强度均呈下降趋势,随纬度和经度的增加,强度分别下降了 13.5 和 1 nT 左右 (图 8(c), (d)). 总体而言,1960—

2000 年外源场 X 分量共下降了 32 nT 左右.

由图 9 可见,外源场 Y 分量在近 40 年间呈现出先下降,再上升,接着再下降的趋势. 1960—1970 年基本呈负值,随经度的增加,强度变幅约从 -1 到 0.1 nT,强度平均下降了 0.5 nT 左右 (图 9(a)); 1970—1980 年基本呈正值,随经度的增加,强度变幅约从 4.5 到 0 nT,强度平均上升了 2.5 nT 左右 (图 9(b)); 1980—1990 年有所上升,随经度的增加,强度变幅约从 3 到 0.5 nT,强度平均上升了 1.8 nT 左右 (图 9(c)); 1990—2000 年,随经度的增加,强度变幅约从 0.1 到 -0.8 nT (图 9(d)). 总体而言,1960—2000 年外源场 Y 分量共上升了 3.8 nT 左右.

由图 10 可见,外源场 Z 分量在近 40 年内总体呈现先下降后上升的趋势. 1960—1970 年期间整体呈负值,随纬度的增加,强度变幅约从 -0.3 到 -1 nT,强度平均下降了 0.6 nT 左右 (图 10(a)); 1970—1980 年期间整体呈正值,随纬度的增加,强度变幅约从 1.6 到 4.5 nT,强度平均上升了 3 nT 左右 (图 10(b)); 1980—1990 年和 1990—2000 年期间整体皆呈正值,前者随纬度的增加,强度变幅约从 0.8 到 2.8 nT,后者随纬度的增加,分布略为复

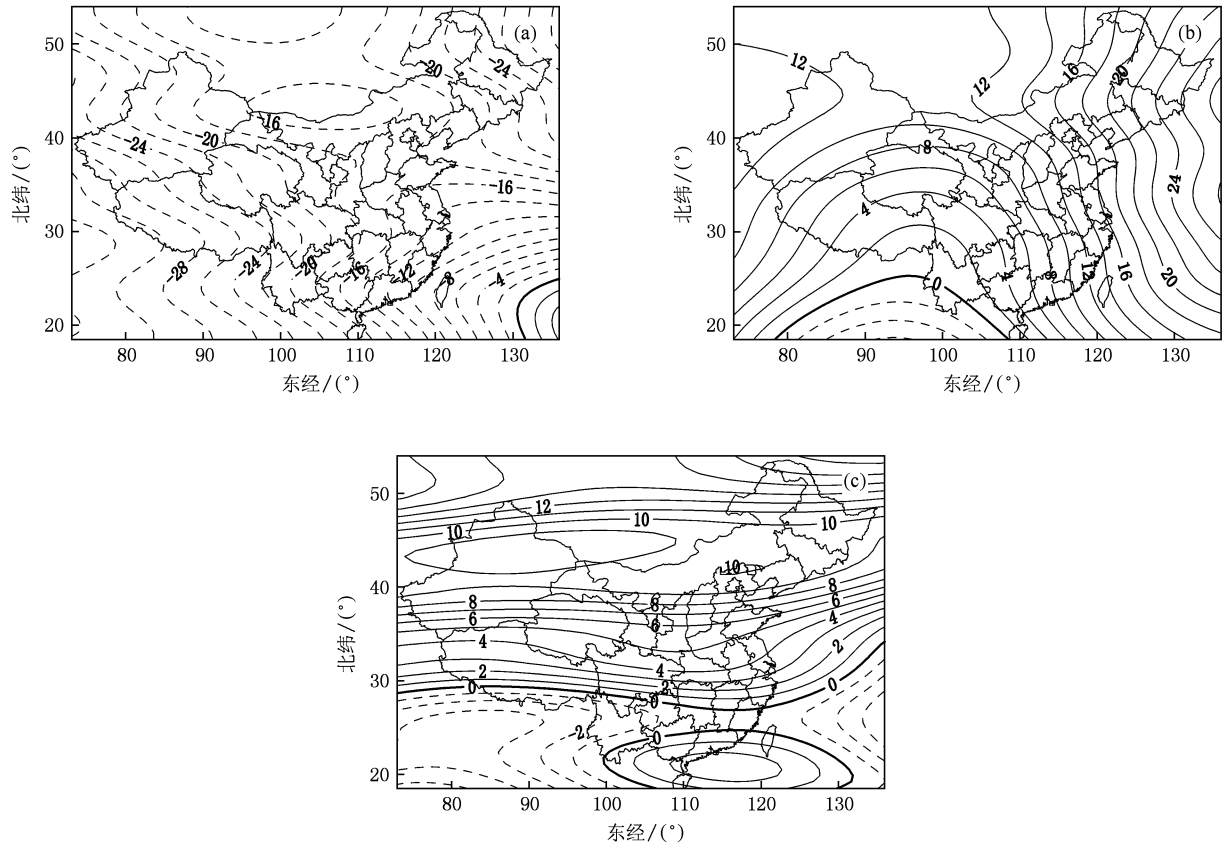


图 7 1960 年中国大陆地区地磁外源场分布 (单位为 nT) (a) X 分量, (b) Y 分量, (c) Z 分量

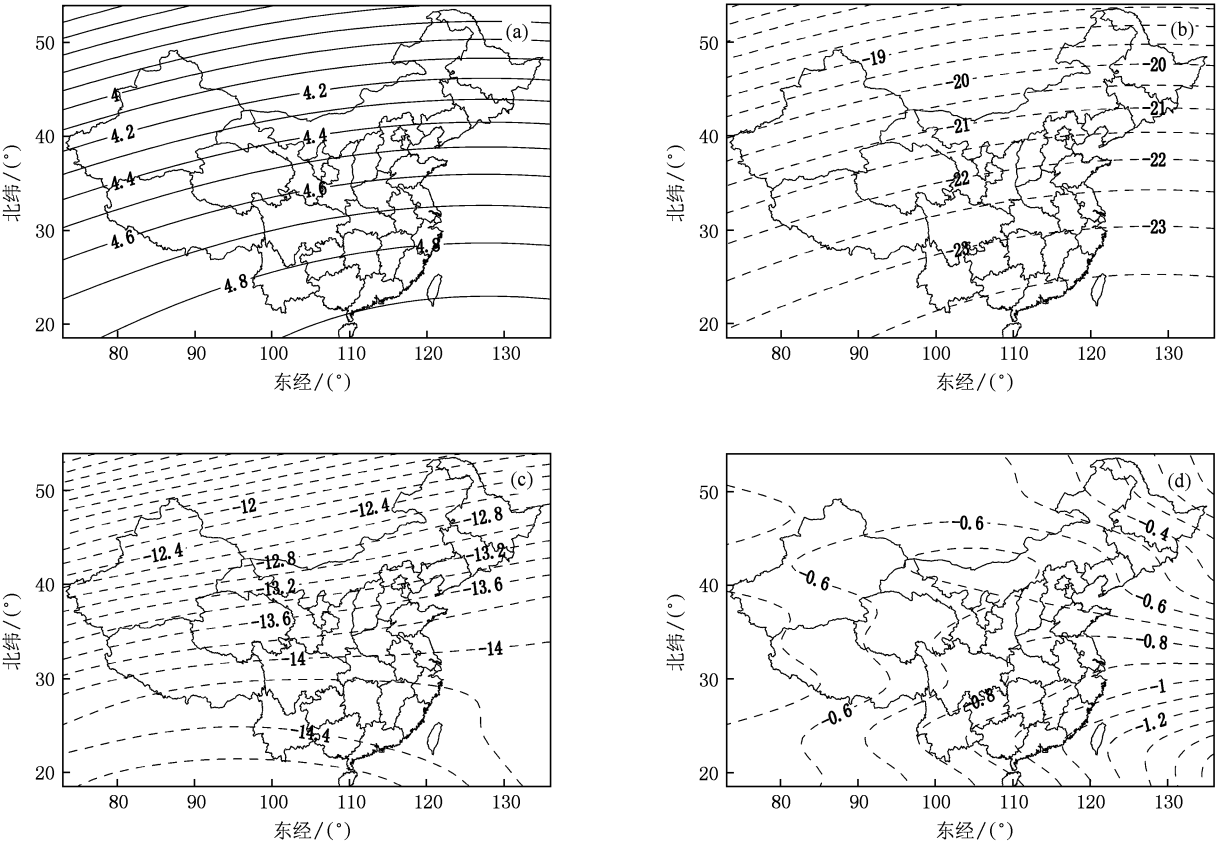


图 8 外源场 X 分量的差异(单位为 nT) (a)1960—1970 年,(b) 1970—1980 年,(c) 1980—1990 年,(d) 1990—2000 年

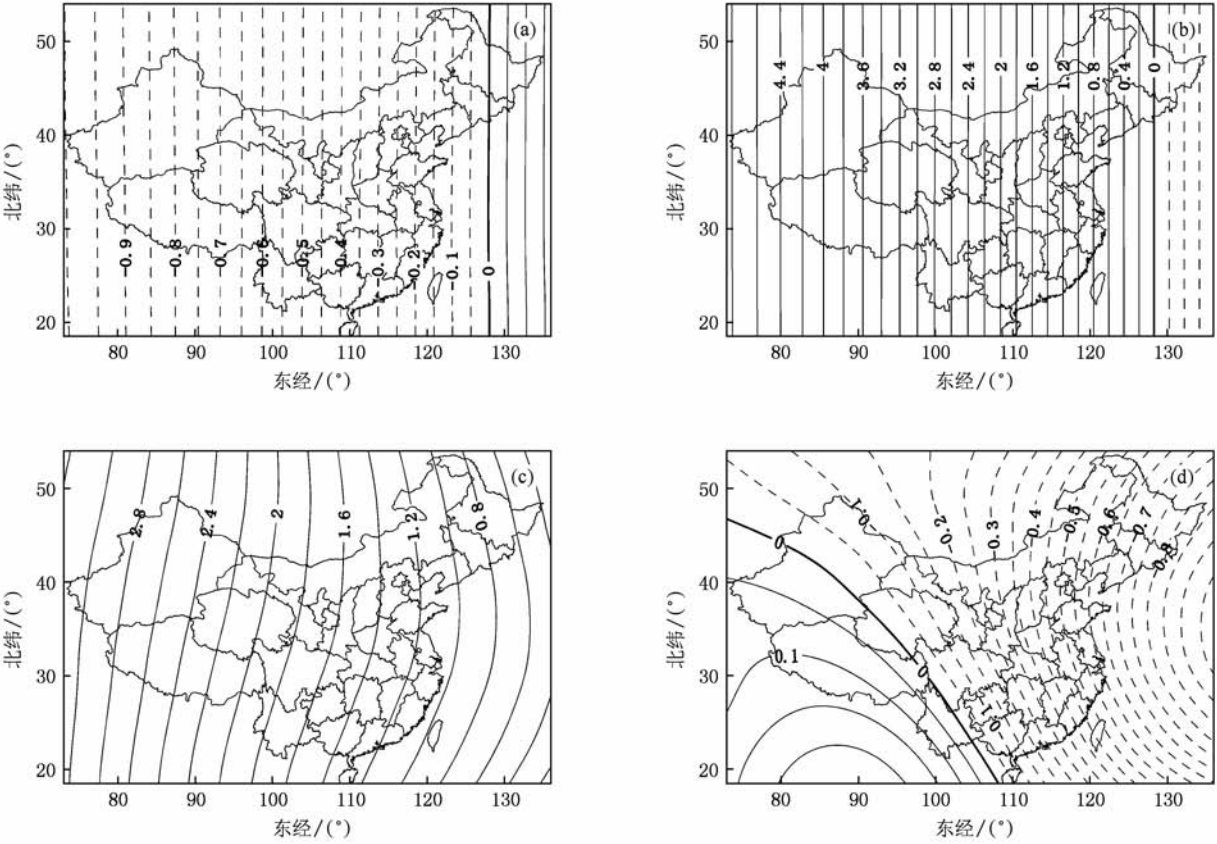


图 9 外源场 Y 分量的差异(单位为 nT) (a)1960—1970 年,(b) 1970—1980 年,(c) 1980—1990 年,(d) 1990—2000 年

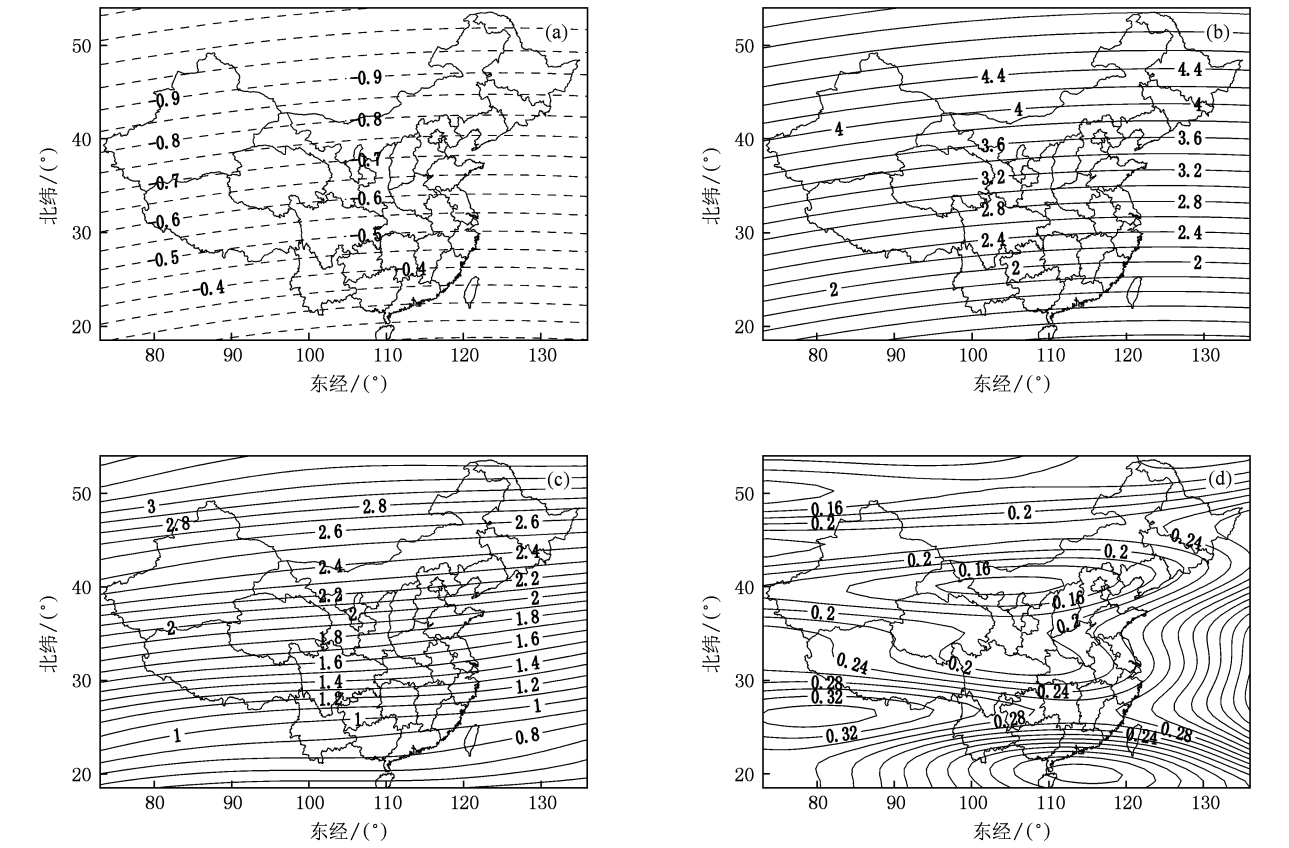


图 10 外源场 Z 分量的差异(单位为 nT) (a)1960—1970 年, (b) 1970—1980 年, (c) 1980—1990 年, (d) 1990—2000 年

杂,在内蒙古南部有 0.2 nT 左右的极大值点,强度变幅约从 0.24 到 0.2 nT,两者强度分别上升了 2 和 0.2 nT 左右(图 10 (c),(d)). 总体而言,1960—2000 年外源场 Z 分量共上升了 4.6 nT 左右.

5. 结 论

本文基于 CM4 和 Taylor 多项式模型,对中国大陆地区历年的内源场、外源场和地壳磁异常场进行了计算和分析.

对于内源场, X 分量呈逐年递减的趋势,从 1960—2000 年共下降了 750 nT 左右, Y 分量为先下降后上升,从 1960—2000 年共上升了 40 nT 左右, Z 分量的变化与 Y 分量类似,共上升了 600 nT 左右. 对于地壳磁异常场, X, Z, F 和 H 分量在中国大陆地区都为负异常分布, X 和 H 分量的负异常强度随经度增加而减弱, Z 和 F 分量则相反; Y 和 D 分量的分布较为类似,在中国大陆的中西部大部分地区为正异常,强度随经度增加而减弱, I 分量主要以负异常

为主,负异常强度随经度增加而增强. 对于外源场, X 分量在近 40 年间呈现先上升后下降的趋势,下降了 32 nT 左右, Y 分量呈现出先下降后上升再下降的趋势,上升了 3.8 nT 左右, Z 分量呈现先下降后上升的趋势,上升了 4.6 nT 左右.

地壳磁异常场由位于地壳和上地幔的磁性矿物产生,它基本不随时间变化. 由于我国各年代实测的测点数不同、测点分布不均等原因,导致了各年代地壳磁异常各不相同,通过研究 1960—2000 年的磁异常总体分布,对于今后的台站布设和测点选取有一定的借鉴意义. 另外,地壳磁异常研究对于导航、地质勘探等工程应用也具有重要的参考价值. 本文对外源场的分布形态做了分析,若能结合卫星资料中的太阳活动、磁暴等数据,则可在空间天气、高空电流体系运动等方面开展更深入的研究.

感谢丹麦空间研究所的 N. Olsen 教授和美国国家航空和航天管理局戈达德空间飞行中心的 T. J. Sabaka 博士对本文计算工作提供的大力帮助.

- [1] Hulot G, Sabaka T J, Olsen N 2007 *Treatise in Geophysics, Geomagnetism* (Amsterdam: Elsevier) p33
- [2] Wardinski I, Holme R 2006 *J. Geophys. Res.* **111** 101
- [3] Haines G V 1985 *J. Geophys. Res.* **90** 2583
- [4] Alldredge L R 1987 *J. Geomag. Geoelectr.* **39** 723
- [5] Maus S, Macmillan S, Chernova T, Choi S, Dater D, Golovkov V, Lesur V, Lowes F, Luhr H, Mai W, McLean S, Olsen N, Rother M, Sabaka T, Thomson A, Zvereva T 2005 *Phys. Earth Planet Int.* **151** 320
- [6] Xu W Y 2002 *Sci. China D* **32** 576 (in Chinese) [徐文耀 2002 中国科学 D **32** 576]
- [7] Lesur V, Wardinski I, Rother M, Manda M 2008 *Geophys. J. Int.* **173** 382
- [8] Olsen N, Manda M 2008 *Nature(Geosci.)* **1** 390
- [9] Wegener A 1912 *Geol. Rundsch.* **3** 276
- [10] Vine F J, Matthews D H 1963 *Nature* **199** 947
- [11] Purucker M E 2007 *Eos. Trans. AGU* **88** 263
- [12] Regan R D, Cain J C, Davis W M 1975 *J. Geophys. Res.* **80** 794
- [13] An Z C, Xu Y F, Wang Y H 1992 *Chin. J. Space Sci.* **12** 123 (in Chinese) [安振昌、徐元芳、王月华 1992 空间科学学报 **12** 123]
- [14] Maus S, Rother M, Holme R, Luhr H, Olsen N, Haak V 2002 *Geophys. Res. Lett.* **29** 1
- [15] Hemant K, Maus S 2005 *Phys. Earth Planet Int.* **149** 321
- [16] Thebault E 2006 *Earth Planets Space* **58** 485
- [17] Hemant K, Thebault E, Manda M, Ravat D, Maus S 2007 *Earth Planet Sci. Lett.* **260** 56
- [18] Xu W Y 2009 *Physics of Electromagnetic Phenomena of the Earth* (Hefei: University of Science and Technology of China Press) p100 (in Chinese) [徐文耀 2009 地球电磁现象物理学(合肥:中国科学技术大学出版社) 第 100 页]
- [19] Sabaka T J, Baldwin R T 1993 *NASA/GSFC Contract Report* (Maryland: NASA/GSFC) p760
- [20] Langel R A, Sabaka T J, Baldwin R T, Conrad J A 1996 *Phys. Earth Planet Int.* **98** 235
- [21] Sabaka T J, Olsen N, Langel R A 2002 *Geophys. J. Int.* **151** 32
- [22] Sabaka T J, Olsen N, Purucker M E 2004 *Geophys. J. Int.* **159** 521
- [23] Backus G E 1986 *Rev. Geophys.* **24** 75
- [24] Maeda H, Iyemori T, Araki T, Kamei T 1982 *Geophys. Res. Lett.* **9** 337
- [25] Olsen N, Glassmeier K H, Jia X 2010 *Space Sci. Rev.* **152** 1
- [26] Maus S 2008 *Geophys. J. Int.* **174** 135
- [27] Maus S 2008 *Geochem. Geophys. Geosyst.* **9** 1
- [28] Torta J M, Gaya-Pique L R, Curto J J, Altadill D 2008 *J. Atmos. Terr. Phys.* **71** 1497
- [29] Maus S, Barckhausen U, Berkenbosch H, Bournas N, Brozena J, Childers V, Dostaler F, Fairhead J D, Finn C, von Frese R R B, Gaina C, Golynsky S, Kucks R, Luhr H, Milligan P, Mogren S, Muller R D, Olesen O, Pilkington M, Saltus R, Schreckenberger B, Thebault E, Caratori T F 2009 *Geochem. Geophys. Geosyst.* **10** 1
- [30] Hulot G, Olsen N, Thebault E, Hemant K 2009 *Geophys. J. Int.* **177** 361
- [31] Olsen N, Manda M, Sabaka T J, Tøffner-Clausen L 2009 *Geophys. J. Int.* **179** 1477
- [32] Zhang X D, Liu X, Zhao P D 2009 *Acta Phys. Sin.* **58** 4415 (in Chinese) [张晓丹、刘翔、赵品栋 2009 物理学报 **58** 4415]
- [33] Langel R A, Estes R H, Mead G D 1982 *J. Geomag. Geoelectr.* **34** 327
- [34] Ravat D N, Langel R A, Purucker M E, Arkani-Hamed J, Alsdorf D E 1995 *J. Geophys. Res.* **100** 111
- [35] Olsen N 1993 *Ann. Geophys.* **11** 254

Analysis of variation in geomagnetic field of Chinese mainland based on comprehensive model CM4 *

Feng Yan¹⁾ An Zhen-Chang²⁾ Sun Han³⁾ Mao Fei⁴⁾ †

1) (College of Resources and Environmental Science, Nanjing Agricultural University, Nanjing 210095, China)

2) (Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China)

3) (Remote Sensing Application and Experiment Station of National Satellite Meteorological Center, Guangxi Meteorological Disaster Mitigation Institute, Nanning 530022, China)

4) (Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China)

(Received 15 January 2010; revised manuscript received 10 June 2010)

Abstract

The fourth generation of comprehensive model of geomagnetic field CM4 is a numerical model in which earth's magnetic field can completely be divided into internal and external parts. In this paper we have calculated and plotted the grid values of internal and external fields of Chinese mainland in every 10 a from 1960 to 2000 by combining CM4 with Taylor polynomial model based on all survey data during 1960—2000, and made more efforts to analyze the whole distribution of crustal anomaly field. Results show that internal field value of northern component X decreased with time. The amplitude was about 750 nT in the period from 1960 to 2000, the trend of external field variation increased in 1960, then gradually decreased about 32 nT until 2000. The internal field value of eastern component Y decreased first, then continuously increased, and its intensities decreased about 40 nT from 1960 to 2000. The trend of external field variation was increased, decreased and increased as time went on, and the external field increased up to about 3.8 nT since 1960. The internal field value of vertical component Z was similar to that of Y , its intensities totally increased about 600 nT. The trend of external field variation decreased and then increased with time, amplitude of which was about 4.6 nT. As for anomalous field, the distributions of components X and Z , total intensity F , and horizontal component H were all negative, the intensities of X and H decreased with longitude while those of Z and F increased. The distributions of Y and declination D were very similar and both of them had positive values in west-central region of China. Their intensities decreased with longitude. The distribution of inclination I was mainly negative, and its intensity increased with longitude.

Keywords: comprehensive model, internal field, external field, crustal magnetic anomaly field

PACC: 9125C, 9125G, 9125L

* Project supported by the National High Technology Research and Development Program of China (Grant No. 2007AA12Z328).

† Corresponding author. E-mail: maofei77@cma.gov.cn