

从重力异常看三江地区的地壳构造轮廓

朱成男

任允文

(云南省地震局)

(云南省地质局物探队)

内 容 提 要

本文根据布格重力异常资料计算了三江(金沙江、澜沧江、怒江)地区的地壳厚度。本区地壳厚度由北而南逐渐变薄,北部最厚达67公里,南部最薄为41公里;横断山中段,有向东西两侧变薄的趋势。根据本区地壳厚度的变化,划分出哀牢山、丽江——木里、建水——师宗三大地壳构造带;滇西、滇中、松(潘)廿(孜)、滇桂四大地壳构造区。文中对各区、带作了简要论述,并指出本文的地壳构造区与大地构造的二级构造单元具有一致性;而其中的地壳构造与三级大地构造单元又相吻合。

本文从中生代以来海陆变迁关系,指出本区地壳厚度在新生代有剧烈的增加。并根据本区新生代区域性地壳褶皱运动,指出印度和欧亚两大板块在这一期间的碰撞,是本区新生代地壳变形的根本原因。

一、前言

在大地构造上,本区属于藏滇地槽区、昆仑秦岭地槽区、华南地槽区和扬子准地台四个一级大地构造单元相衔接的部位^[1]。板块学说认为这一带位于印度洋板块东北角与欧亚板块碰撞带上。

有关本区地壳构造的资料,地质矿产部的物探研究所以 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的平均布格重力异常估算过包括本区在内的全国范围内的地壳厚度^[2],云南省地质局物探队晏贤富根据布格重力异常计算过云南及其邻区的地壳厚度^[3];云南省地质局康玉廷、宋永庆等以及省地震局朱成男^[4]以不同方法计算过云贵地区的地壳厚度。本文根据陕西省测绘局1978年编制的1:100万布格重力异常图,以渡口1970年人工地震资料确定的地壳厚度和地壳与上地幔密度差作为计算的基本资料,用压缩质面法求得全区范围内的地壳厚度。

上述不同计算方法求得的地壳厚度确实有明显差别,反映用重力资料反演地壳构造还有一系列需要解决的问题;同时也提出需要用人工地震测深等方法来确定更多的地壳构造剖面。另一方面,我们将所得结果与物探所得结果^[2]相比较,发现二者还是大致相符的,例如昆明地区地壳厚度为50公里;吕都地区为64公里;炉霍地区为62公里。不同的是后者只反映地壳

厚度分布轮廓, 本文结果则反映了某些细节。由此, 我们认为可以利用所得结果讨论本区地壳构造轮廓性的特征, 进而寻求对本区地壳构造的成因解释。

我们认为, 到目前为止所有对本区地壳构造的认识尚趋于初步的、轮廓性的, 这也许是用重力资料讨论这类问题的局限性。进一步深入和细致的结果必将取决于更艰巨的劳动。

二、资料及其计算

本文计算所依据的布格重力异常资料主要取自陕西省测绘局编绘的1:100万布格重力异常图, 其中 $N28^{\circ}$ — 32° , $E90^{\circ}$ — 102° 范围, 据该局提供的部分路线的重力成果(截止于1981年1月), 并参照物探研究所1979年编制的1:400万全国 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 平均布格重力异常图, 对空白地区加以补充, 编制而成(见图1, 该插图已经过缩减)。

利用重力异常资料推算地壳构造, 必须知道地下不同层内的物质密度差和地下介质分层情况。如果缺少这些资料, 就需要借助假设的密度差和地壳模型, 这就有许多推断的因素在内。渡口位于三江地区的中部, 1970年的两次人工地震资料处理的结果, 确认那里的地壳构造为双层; 地壳厚51公里; 上地幔顶部莫氏面下纵波速度 $V_p = 8.01$ 公里/秒; 玄武岩层纵波速度 $V_2 = 6.36$ 公里/秒; 花岗岩层纵波速度 $V_1 = 5.45$ 公里/秒。据Wollara (1959)^[6]的波速与介质密度关系求得花岗岩层、玄武岩层、上地幔顶部和整个地壳平均密度分别为2.65、2.90、3.27、2.85克/厘米³。

刘元龙和王谦身(1977)^[6]提出的压缩质面法反演地壳构造, 虽然存在一些问题^[7], 尤其在反演多层构造时间问题更为突出, 但目前仍然是利用重力资料推断地壳厚度的一种可行方法。

C. Tsuboi(1956)^[8]提出压缩于深度为 d 的一个简单面上的质量 $M(x)$ 的公式:

$$M(x) = \frac{1}{2\pi G} B_m \frac{\cos mx}{\sin mx} e^{md} \dots \dots \dots (1)$$

式中 G 是牛顿重力常数, 所以

$$M(x) = \frac{b}{2\pi G} \int_0^1 \cos mx e^{md} dm \dots \dots \dots (2)$$

$$M(x) = \frac{b}{2\pi G} \frac{1}{x^2 + d^2} \left[(d \cos x + x \sin x) e^d - d \right] \dots \dots \dots (3)$$

式中 d 为

$$d = \pi D / a \dots \dots \dots (4)$$

a 表示测点距, D 为压缩质面深度, b 为测点号。

利用电子计算机可由(3)式求得地下各单元压缩质面的密度 $M(x)$ 。设反演界面上下的介质密度差为 Δp , 厚度差 ΔH 可求得,

$$\Delta H = M(x) / \Delta p \dots \dots \dots (5)$$

这就是压缩质面法的基本原理, 称为 $\sin x / x$ 法。

鉴于本区地壳纵向分层的复杂性, 加之目前各种利用重力资料反演地壳构造的方法对多层介面的反演存在的问题较多, 难以获得满意结果, 本文利用上述地壳和上地幔的平均密度差0.42克/厘米³以压缩质面法求得三江地区地壳厚度变化(见图2)。

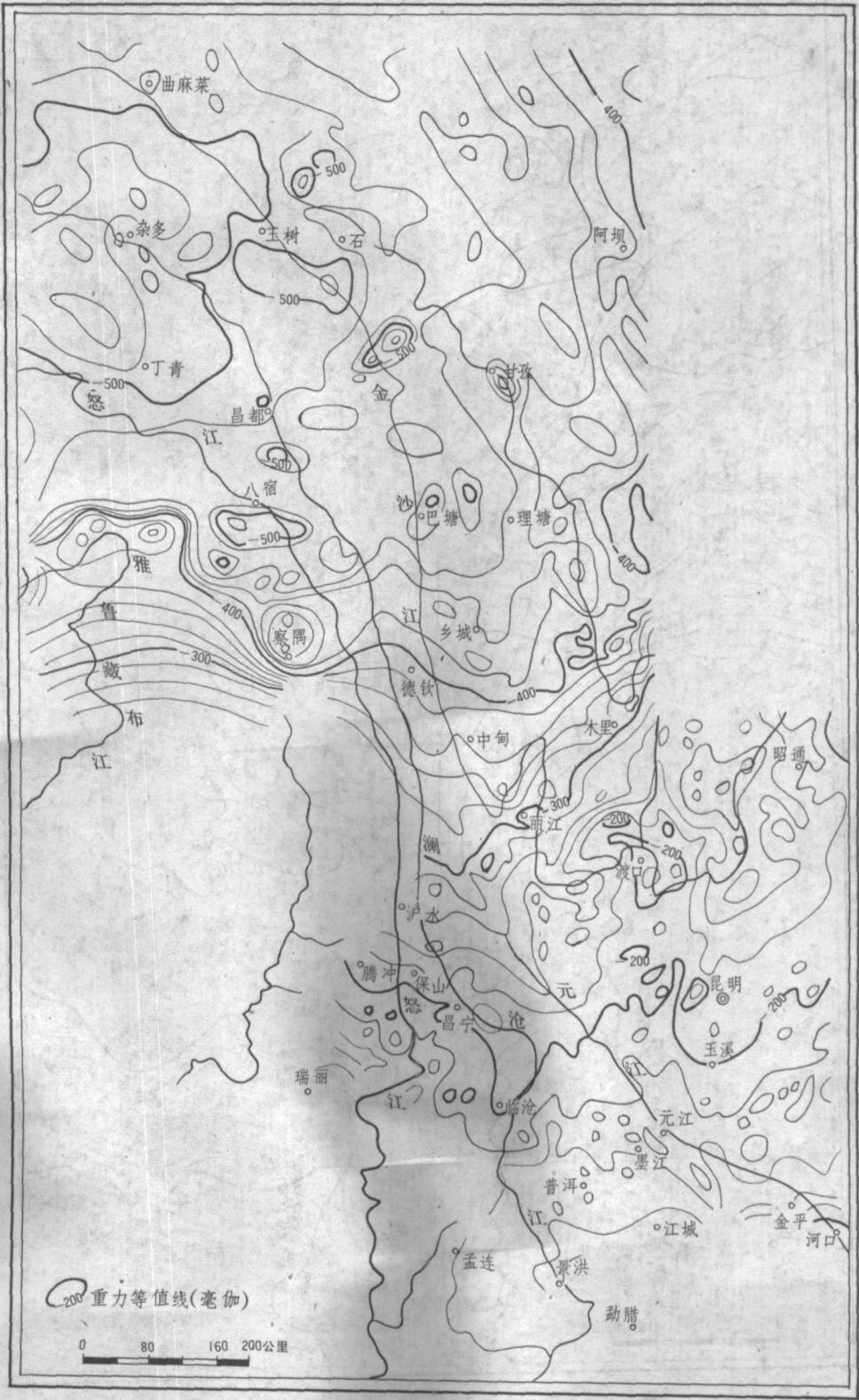


图 1 三江地区布格重力异常图

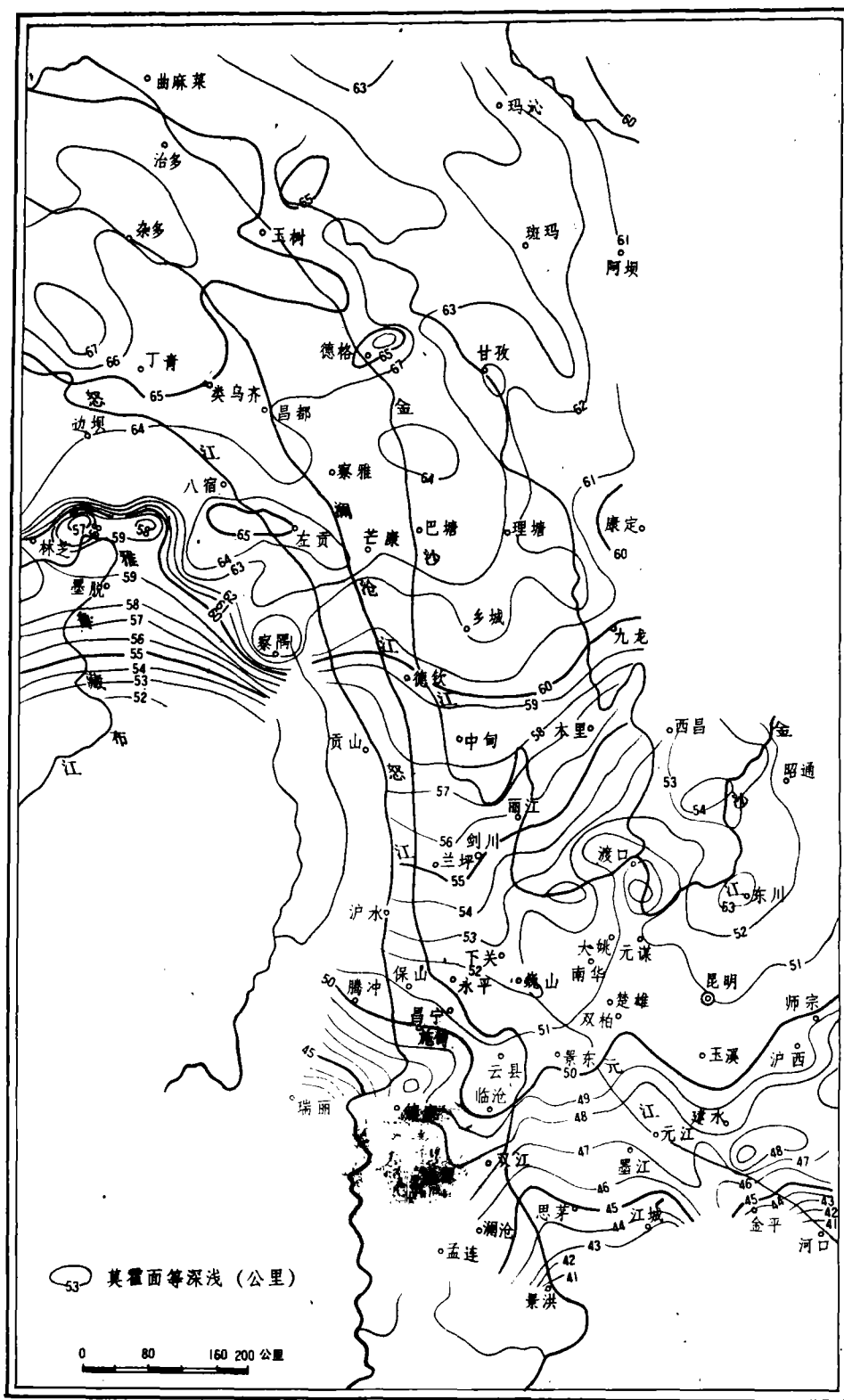


图2

三江地区莫霍界面等深线图

三、地壳构造特征

1、地壳纵向分层的复杂性

如前所述,渡口的人工地震资料表明那里的地壳为两层;Tandon (1973)^[9]根据体波求得喜马拉雅山下及其附近地区为三层结构;Warsi和Molnar (1976)^[10]得出喜马拉雅地区具有2—4层的复式地壳构造模型。

本区位于三个地槽和一个地台相交接的部位,地表构造复杂多变,地壳构造也未必能用某种统一模型解释。因此,笔者认为三江地区的地壳纵向分层是复杂的,但如何复杂尚未被揭露。

2、地壳厚度变化的基本轮廓

本区跨越了我国西部地幔陡坡带和青藏地幔台坪拗陷区^[2],地壳厚度由北而南变薄。在德钦—九龙之北,地壳厚度超过60公里;昌都、德格、甘孜一带,地壳厚达63—66公里;南部的施甸、云县、景东、双柏一线,地壳厚度为50—51公里;最南部的景洪一带,厚仅41公里。上述南北长约1000公里范围内,地壳厚度由66公里变到41公里,其平均梯度为2.5%。

横断山系中段,地壳厚度变化有往东西两侧逐渐变薄的趋势。例如横断山系中部的永平、巍山一带,地壳厚度为52公里;而在同一纬度上,泸西以东下降到48公里以下,腾冲以西下降到48公里以下。

3、三大地壳构造带

从图2可明显看出由三条地壳构造带将全区划分成四个不同的地壳构造区:哀牢山带,丽江—木里带,建水—师宗带;以及滇中区,滇西区,滇桂区和松甘区。

(1) 哀牢山地壳构造带 该带沿哀牢山系向西北延伸,经点苍山,至剑川后逐步失去其明显性。表现为一条狭窄的地壳增厚条带,红河断裂为此带的东北边界。

该带具有地壳构造分区意义。由图2可见其西南侧地壳等厚线密集且方向多变,其东北侧地壳等厚线稀疏且方向比较稳定。

前人^[1]依据地表地质资料将此带划为一级大地构造单元界线,其西南侧为藏滇地槽褶皱区的三江地槽褶皱系,北侧及东侧分别为昆仑—秦岭地槽褶皱区、扬子准地台和华南地槽褶皱区。

由此可见哀牢山地壳构造带是一条发育长久的具有控制地壳构造发育的巨大地壳构造带。

(2) 丽江—木里地壳构造带 呈北东向,其西南端与哀牢山地壳构造相连。往东北经宁蒗、木里延出区外。

该构造带表现为巨大的地壳厚度转折带,垂直于该带方向的地壳厚度梯度达6%,远大于平均梯度。该带同样具有地壳构造分区特点,其东南侧,地壳等厚线稀疏,并大致呈南

北向伸展,显示具有南北走向的宽缓地壳构造;其西北侧,地壳等厚线显示有北西向地壳构造,且地壳厚度突然增加,普遍超过60公里。

这条地壳构造带两侧分属于扬子准地台和昆仑——秦岭地槽区,它也是一级大地构造单元的分区界线,其东侧为小金河——程海深断裂带。

(3)建水——师宗地壳构造带 为一北东走向的地壳厚度转折带。它在建水、石屏、个旧一带与北西向的哀牢山地壳构造带相接,往北东经开远、弥勒、泸西、师宗而延出区外。

这条地壳构造带同样具有划分区域地壳构造的特点。其西北侧地壳厚度等值线稀疏,而东南侧却相对密集多变。在大地构造上,其西北侧属于扬子准地台,东南侧属于华南地槽区。

该地壳构造带与弥勒——师宗大断裂趋向一致。

4、各地壳构造区特征

(1)滇西地壳构造区 该区地壳等厚线密集,方向多变,反映出区内地壳构造复杂。地壳等厚线的变化,能揭示出区内具有地壳厚度不等的带状区域,表现地壳弯曲的特点。这些地壳厚薄不同的条带,在下关一线以北,为北西到近南北向;以南,分别向南东和南西方向散开,显帚状形态。这些条带主要有腾冲地壳增厚带,施甸地壳减薄带,临沧地壳增厚带,兰坪——思茅地壳减薄带和哀牢山地壳增厚带。它们分别与三级大地构造单元大致吻合,腾冲地壳增厚带对应于贡山——腾冲复背斜;施甸地壳减薄带对应于保山——镇康复向斜;临沧地壳增厚带对应昌宁——临沧复背斜;兰坪——思茅地壳减薄带对应于兰坪——思茅上迭拗陷;哀牢山地壳增厚带对应于哀牢山复背斜。

这说明滇西地区的复背斜一般具有转厚的地壳,复向斜一般具有转薄的地壳。反映了这种大规模的褶皱构造波及到地壳底部,形成了不同规模的地壳构造。

在这些地壳褶皱构造的边缘,也常有一些大断裂伴随,例如怒江断裂、澜沧江断裂、阿墨江断裂等。

(2)滇中地壳构造区 该区地壳等厚线稀疏,反映其地壳构造平缓、简单。主要有三个呈南北向伸展、宽缓的地壳厚薄不同带,即:东川——昆明地壳增厚带,渡口——元谋地壳减薄带,大姚——南华地壳增厚带。在这三个地壳构造带的边缘,有元谋、程海,小江等规模较大的断裂。

(3)松潘——甘孜地壳构造区 该区地壳厚度普遍大于60公里,是三江地区地壳最厚的部位。该区有一系列北西向地壳构造,主要有:巴颜喀喇山地壳增厚带,康定——甘孜地壳减薄带,德格——玉树地壳增厚带,觉谦——芒康地壳减薄带,类乌齐、昌都——察雅地壳增厚带。这些地壳构造带的边缘也有规模巨大的断裂,例如鲜水河断裂,通天河断裂,澜沧江断裂等。

(4)滇桂地壳构造区 该区已不属三江地区的范围,属于华南地槽褶皱区的右江褶皱系,这里地壳厚度在50公里以下,往东南迅速减薄。

四、本区地壳构造发育的机制

地球上已有地壳厚度资料表明,海洋地壳厚度为5公里左右;滨海平原地区地壳厚度在15公里左右;高原地区地壳较厚,常超过40公里。从这一基本事实出发,利用地表地质资料推断地史上某些地区地壳厚度的变迁是可行的。

在三叠纪——侏罗纪期间,本区绝大部分区域都位于海下或海陆交替的滨海部位;到白垩纪末期,本区才逐步抬升为陆地。也有资料证明本区是晚第三纪以来才普遍上升成为高原的。

因此,从整体上看本区地壳增厚普遍超过40公里,主要是在新生代以来所发生的地壳变形。这种地壳厚度的剧烈变化必然与强大的地壳构造运动相关联。而以往人们常把本区中生界的褶皱变形认为是燕山运动的结果。

从西南地区区域地层表^[11—13]中可见本区区域性地层角度不整合接触存在于新生界之中^[14],这说明本区在新生代发生过规模巨大的地壳褶皱运动。

根据本区的地层褶皱资料求得新生代期间松潘——察隅一线地壳收缩了数百公里的推论^[14],看来地壳收缩是本区新生代地壳变形的基本因素。

从三度空间看本区新生代地壳变形的特点是:在垂向上,地面不断抬升,由中生代的滨海平原发展到目前高达数千米的山地高原;地壳不断增厚,由中生代末期的15公里平均地壳厚度,达到目前的50公里。在水平方向上地壳剧烈收缩,有过数百公里的地壳挤压缩短。

上述资料说明本区在新生代时,由于受到地壳构造运动的剧烈影响,地壳发生显著的纵横变形。从地壳纵向增厚与横向收缩的变形特点看,这种变形是来自于区域性的挤压作用。

板块学说^[15—16]认为在中生代末至新生代初期印度洋板块与欧亚板块的陆壳发生碰撞,而且印度大陆不断向北东方向推进。其所指的两大板块接触时间,与本区地壳褶皱变形的时间相吻合,认为这种碰撞使本区地壳受到挤压变形应该是合乎逻辑的。

印度大陆在同欧亚大陆接触后仍然向北东方向移动,看来,这是本区地壳收缩的主要原因。松甘地壳构造区的地壳厚度多超过60公里,是整个三江地区地壳形变最显著的一个区域,并且具有一系列北西向的地壳褶皱构造,这一事实可用印度板块的东北角直接向北东方向推挤而得到解释。

印度板块东北角向东北推进时,存在着明显的向东推进分量,这是造成本区南北向地壳褶曲的根本原因。

滇西地区帚状地壳构造的成因,可能在于印度板块东北角的原始形状具有向东北突出的特点,该角的下方明显往西南弯曲,在两大陆碰撞后仍受这一形态的影响,使得滇西地壳构造的西部构造向西南转折。而向东南转折的那部分地壳构造则主要受哀牢山地壳构造带的制约。

北东向的丽江——本里地壳构造带,处于松甘地壳构造区的东南端,当这个构造区在北东向的强大挤压作用下,作北西——南东方向伸展,但受到康滇地轴(滇中地壳构造区)这个早期形成的地壳硬块的阻挡,从而发育成北向的地壳挤压构造带。

五、讨论

1、关于哀牢山地壳构造带的延伸问题

哀牢山地壳构造带延至剑川后,其明显性逐步消失,然而北东向的丽江——木里地壳构造带在剑川——丽江一带是与哀牢山地壳构造带连在一起的,从形态上看,可以视为是一条构造带。

需要指出的是,滇西北、川西及西藏境内的重力测量资料精度不高,可能会有某些地壳构造现象不能被揭示,这就使笔者难以肯定哀牢山带是否止于剑川;只能说至剑川后失去其明显性,同时也难以把这两条构造带视为一条。

2、关于怒江、澜沧江、金沙江断裂在地壳深部的显示问题

计算结果表明,区内这三条断裂在地壳构造上均有不同程度的显示,都在地壳增厚带或减薄带的边缘。但从地壳构造分区意义上看,它们仅具有区分次级地壳构造单元的某些特征。

此外,在这些断裂的西北段均存在重力资料精度不高的问题,其细节尚难以深入讨论。

3、关于松甘地壳构造区地壳增厚的成因问题

本区受印度板块的直接碰撞,又受其北侧秦岭构造带的阻挡,东侧受到龙门山构造带的阻挡,因而造成此区比其它区域更大的地壳形变。这种形变在平面上表现为大规模的缩短,在垂向上表现为地面剧烈的抬升,造成地壳的增厚。

本文系三江地区物探资料的研究成果之一。在工作过程中,得到云南省地质局有关领导的支持;范承钧付总工程师审阅了全文,并提出了宝贵意见。在收集资料过程中,得到陕西省测绘局、甘肃省地质局、四川省地质局等单位的大力支持,在此一并致谢。

参 考 文 献

- 〔1〕黄汲清等 对中国大地构造若干特点的新认识 《地质学报》1974 (1)。
- 〔2〕王懋基、程家印、程振炎 我国地壳深部构造的区域特征 《物探与化探》1981 (4, 5)。
- 〔3〕晏贤富 云南及邻区的深部地质构造 《地质学报》1981 (1)。
- 〔4〕朱成男 云贵地区重力地壳构造模式 《地壳形变与地震》1982 (1)。
- 〔5〕Wollard, G.P. Crustal Structure from Gravity and Seismic Measurements J.G.R., 64, 1521—1544, 1959。
- 〔6〕刘元龙、王谦身 用压缩质面法反演重力资料以估算地壳构造 《地球物理学报》20, 1, 59—69, 1977。
- 〔7〕钟东余 对“用压缩质面法反演重力资料以估算地壳构造”一文的讨论 《地球物理学报》25, 1, 92—96, 1982。

- [8] Tsuboi, C. Crustal Structure in Northern and Middle California from Gravity-Pendulum Data B.G.S.A, 67, 12, 1641—1646, 1956.
- [9] Tandon, A. N. A Study of the Crustal Structure beneath the Himalayas from Body Waves, Pure and Applied Geophysics, 111, 2207—2215 1973.
- [10] Warsi, W.E.K. and P. Molnar, Gravity Anomalies and Plate tectonics in the Himalaya Ecologie et G'eologie de L'Himalaya No.268, 463—478, 1977.
- [11] 云南省区域地层表编写组 西南地区区域地层表(云南分册) 地质出版社, 1978.
- [12] 四川省区域地层表编写组 西南地区区域地层表(四川分册) 地质出版社, 1978.
- [13] 贵州省地层古生物工作队 西南地区区域地层表(贵州分册) 地质出版社, 1977.
- [14] 朱成男、胡方明 西南地区新生代地壳水平形变的初步测定 《地球物理学报》25, 1, 50—57, 1982.
- [15] Molnar, P. and P. Tapponnier Cenozoic Tectonics of Asia, Effects of a Continental Collision 《Science》189, 4201, 419—426, 1975.
- [16] Molnar, P. and P. Tapponnier The Collision between India and Eurasia 《Scientific America》236, 4, 28—41, 1977.
- [17] 范承钧 滇西区域地质特征 《云南地质》, 1982 (4)。