

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

论康滇地轴的深部构造

袁学诚

(地矿部地球物理地球化学勘查局, 北京)



最近通过对康定—红河南北向构造带的研究, 作者认为它不是扬子地台的边缘隆起带, 而是特提斯型碰撞构造带。该带地壳—地幔构造可分三层。最上层为脆性上地壳, 其主要运动形式为逆掩叠瓦。第二层为塑性下地壳及部分上地幔, 表现为挤压缩短。其速度结构与青藏地区相似。认为是从青藏挤过来的异地体。第三层为上地幔。从岩石圈厚度来判断, 应属扬子地台。

从四川康定到云南红河的近南北走向构造带, 是我国西南一个重要的构造单元。图 1 是这个构造单元北段的概略地质图。在康滇构造带的轴部, 前寒武纪杂岩沿会理、西昌、冕宁等地分布。在其东西两侧则有巨厚的古生代和中生代沉积。1945 年, 黄汲清教授首次将此带命名为康滇地轴, 认为是一条古生代隆起带。

七十年代以来, 四川地质局骆跃南等运用板块学说, 重新考察了这条构造带, 提出了北自冕宁南至渡口, 东西被小江断裂与菁河断裂所限的范围内, 是晚古生代到中生代的裂陷, 并命名为攀西裂谷^[1]。

1981 年, 攀西裂谷研究列为国家重点科研项目。开展了包括地质、地球化学, 及深部地球物理调查等多学科、多兵种的联合攻关, 以期对攀西地区是否存在一条古裂谷带进行科学论证, 并开展成矿预测研究。

深部地球物理对古裂谷研究的成果已有多篇论文发表。在本文中不涉及古裂谷发生和发展的探讨, 而仅仅利用各种区域的和深部的地球物理资料, 对当今构造进行研究。并在这个基础上, 提出了特提斯型碰撞带可能具有的一些深部地球物理特征。

一、近地表地壳构造

在现有的地质文献中, 不论持什么观点, 有一点似乎是共同的。就是都认为康滇古构造带是在一个统一的基底上的基底隆起。并大都认为和扬子地台属于同一基底^[2]。

近几年在攀西裂谷的研究中, 在康定群中发现高级区域变质的二辉麻粒岩, 用铅—铅法测得其年龄为 2957 Ma^[3]。康定杂岩的同位素时代的测定, 被认为是扬子陆台具有太古代结晶基底的见证。

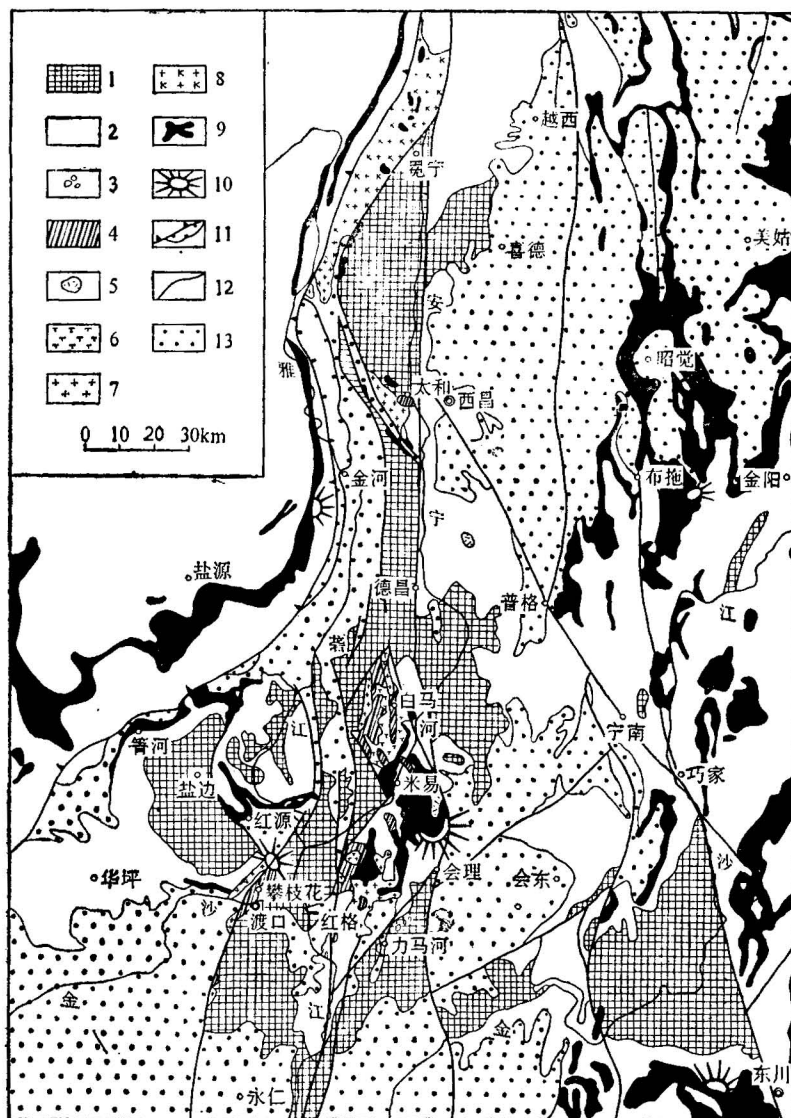


图1 康滇古构造带地质图(据骆跃南)

Fig. 1 Geological map of the Xikang-Yunnan paleostructural belt (after Luo Yuenan)

1. 前震旦系; 2. 震旦纪-古生代沉积; 3. 小型超基性岩体; 4. 层状侵入体; 5. 碱性杂岩;
6. 正长岩; 7. 花岗岩; 8. 钾长花岗岩; 9. 二叠纪峨嵋山玄武岩; 10. 火山口; 11. 冲断推覆
构造; 12. 断层; 13. 中生代盆地。

从航磁结果来看, 四川盆地的中部存在着反映结晶基底的高磁异常区, 它的磁场特点酷似华北板块(图2)。但在川中正磁异常区以西, 出现一大片负异常, 不象有结晶基底存在的迹象。在 104°E 以西, 出现走向零乱, 孤立的异常群, 很像一堆经过搬运的碎块, 杂乱地堆在一起(图3)。这样看来, 康滇构造带不论深部还是地表, 与川中结晶地块都不

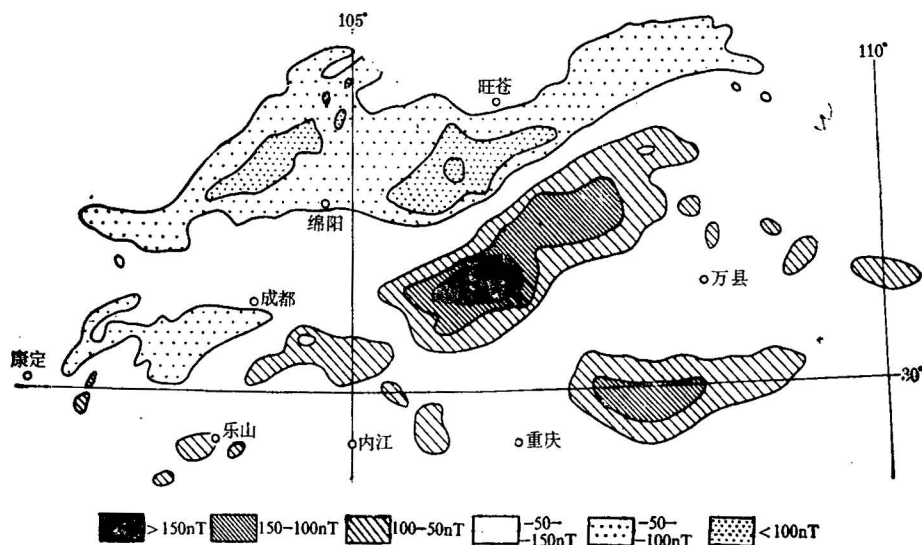


图 2 四川盆地及其周边航磁异常平面图

Fig. 2 Plan of the airborne magnetic anomalies in the Sichuan basin and its peripheries

是相连的。图 4, 5 是这一地区的布格重力异常和化极航磁异常图。出露的康定杂岩都有孤立的局部重磁异常与之对应。在岩体外面, 异常消失。这种局部的没有背景衬托的异常是岩体向下延伸很小的表现, 这就进一步说明康定杂岩不是统一基底上的地面隆起出露部分, 而是局部分布的无根外来岩。结合已有地质资料, 可以认为它是从西北方向推覆过来的。由于它的东界为安宁河河谷, 可以称为安宁河推覆体, 它的下盘为白垩纪地层, 其推覆时代应晚于燕山期。

这种孤立的局部的重磁异常群分布在整个攀西地区, 它的西界是菁河断裂(图 1)。菁河断裂是一个逆掩断层, 它的位移量现在已知约为 80—100km。它的前锋是古生代地层。因为断层带的上盘古生代地层逆冲到下第三系之上, 所以其时代属喜马拉雅期。

在这地区的东部, 沿巧家、东川分布着一条地震带(图 6)。郑建中等认为^[4] 这条分界线是天然地震的分界线, 在它的西部地震颇多, 但在它的东部就只有零星地震。它又是一条地层分布的分界线, 前寒武纪地层只有在它的西部才有出现。沿这条界线, 还分布有一条很弱的重力高, 虽然强度很弱, 但它却是一条很有规律的南北向线性异常带。分界线的西部还分布有杂乱的正负相间的磁异常, 应是二叠纪峨眉山玄武岩埋深较浅的反映。由此推测, 它可能是另一个推覆体。由于地处凉山, 不妨称为凉山推覆体。峨眉山玄武岩到这里突然中止, 有可能二叠纪岩层推覆到中生代地层上, 其推覆时代有可能是印支期。

二、地壳与上地幔构造

为研究古裂谷而布置的爆破地震测线分布见图 7。图 8 是根据地矿部 562 队和中科院地球物理所所完成的剖面^[5] 简化得到的栅状图。深 15—20km 的低速层将地壳分为上下两部分。上地壳速度约为 6.4—6.5km/s, 下地壳约为 6.5—6.8km/s。上地幔顶部速度为 7.6—7.9km/s。在西昌附近, 下地壳明显变厚。

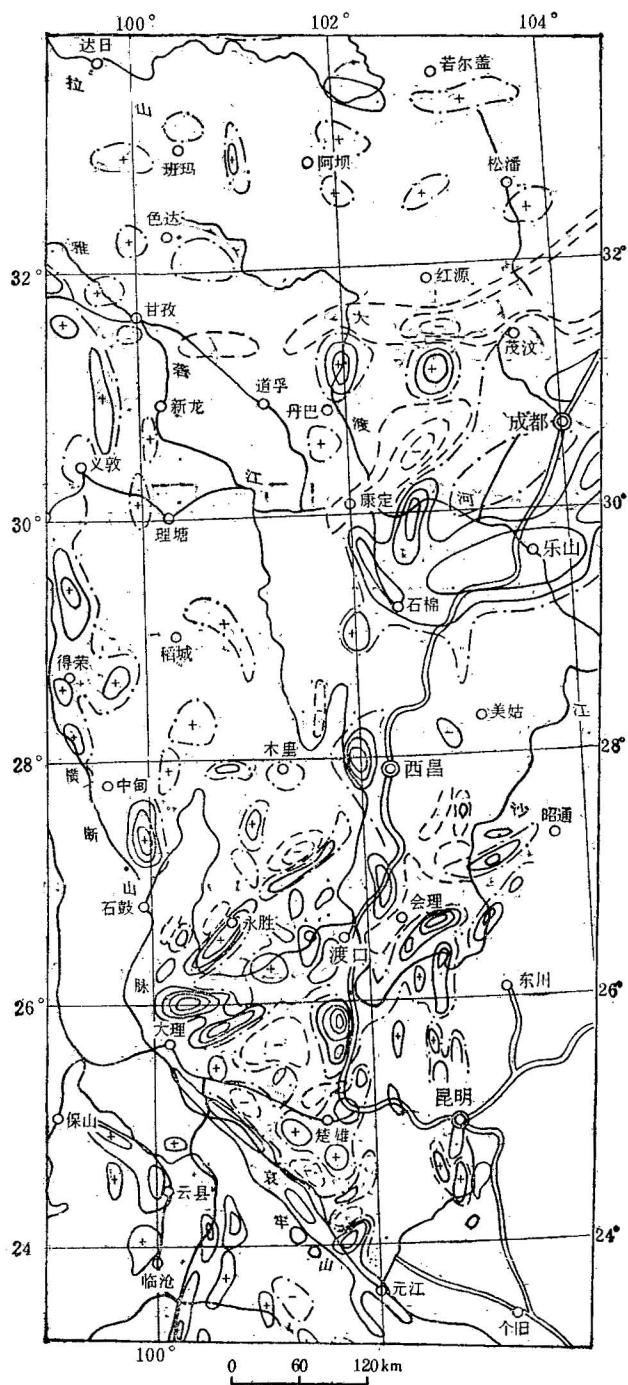


图3 青藏高原南部航磁异常平面图(据杨华)

Fig. 3 Plan of the airborne magnetic anomalies in the southern part of the Qinghai-Tibet plateau (after Yang Hua)

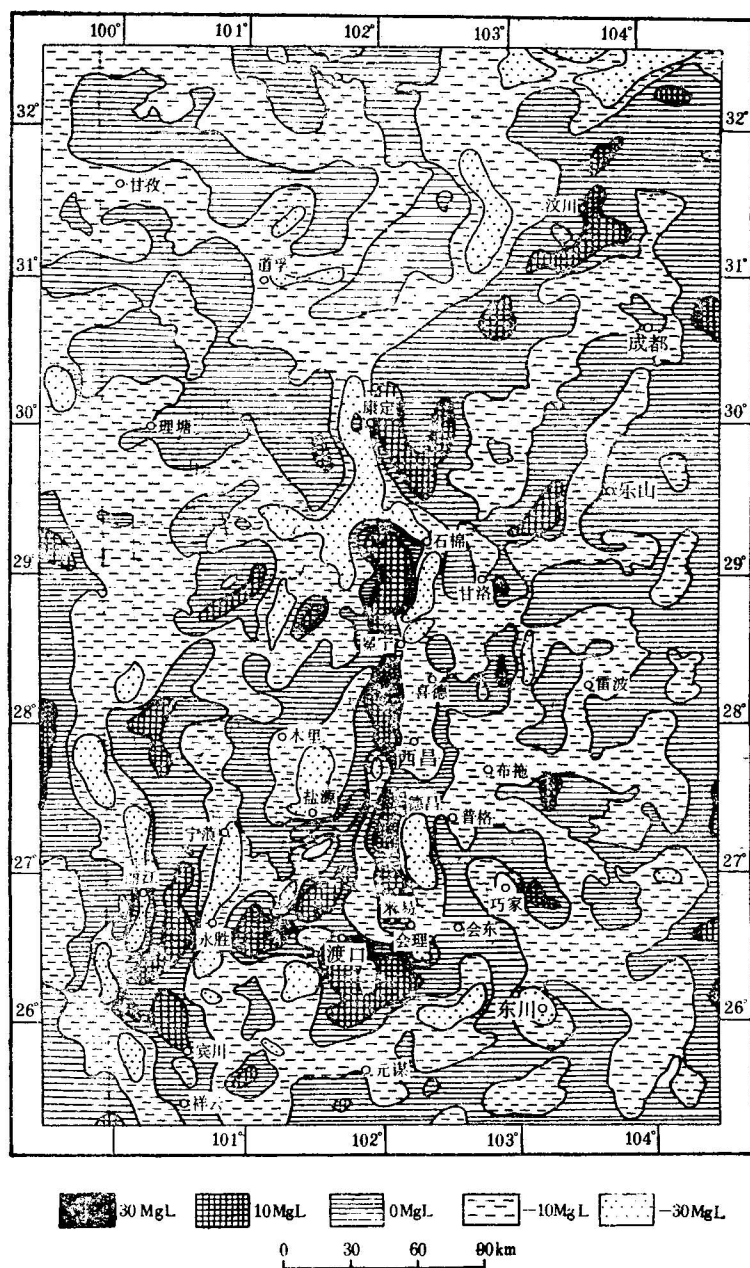


图 4 布格重力异常图(据蒋航)

Fig. 4 Bouguer gravity anomaly map (after Jiang Hang)

将此速度模型和青藏高原得到的速度模型相比较(图9,藏南-红格-泸定),两者是相似的。它们的共同特点是地壳上地幔顶部的速度偏低,在地壳中存在低阻层。但是向南越过红河断裂。地壳速度模型截然不同^[6](图9,思茅北-马龙南),而与华南其他地区测得的速度模型相似。

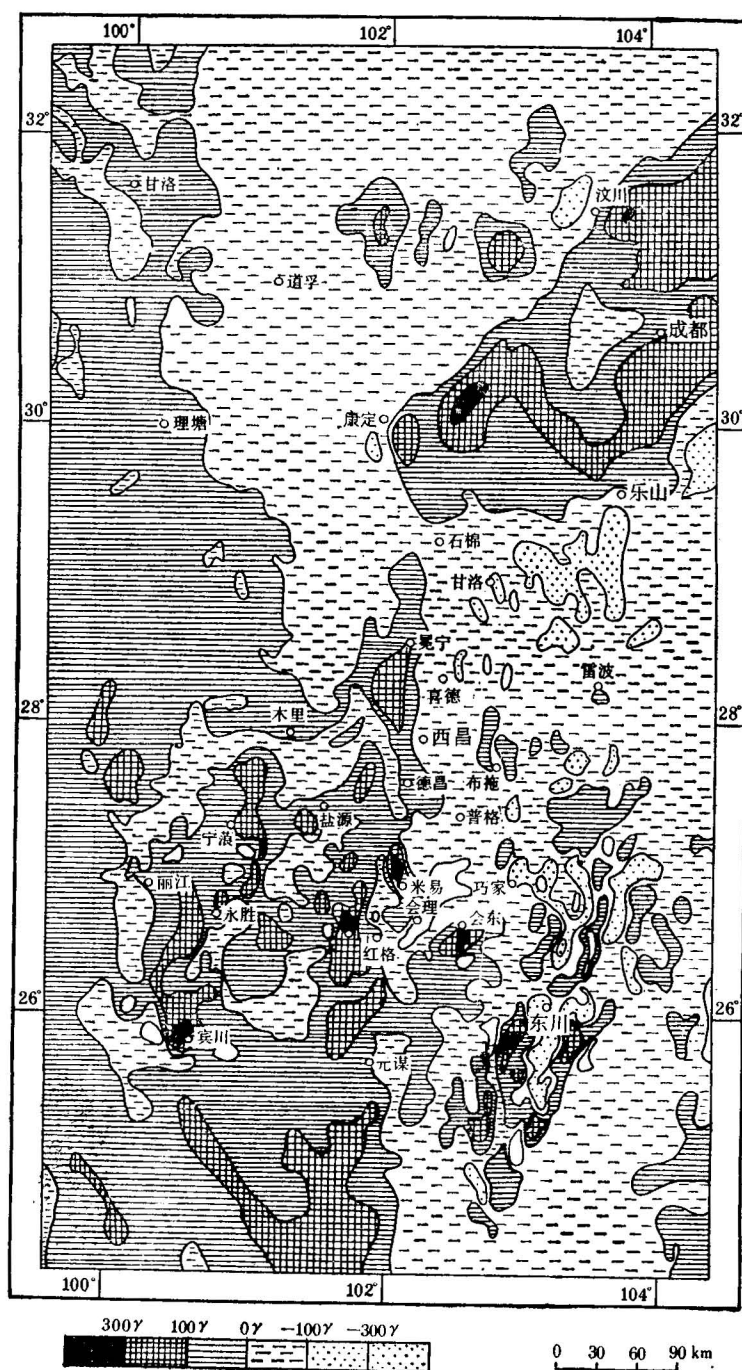


图 5 化极航磁图(据蒋航)

Fig. 5 Reduced to the pole airborne magnetic map (after Jiang Hang)

由于缺少四川盆地的地壳测深资料, 康滇古构造带与四川盆地的速度模型还不能很好的对比。但是根据唐克-阆中-蒲江三角剖面获得的成果^[7], 四川盆地的莫氏面速度为 8.2—8.5 km/s, 和康滇古构造带有明显的差别。

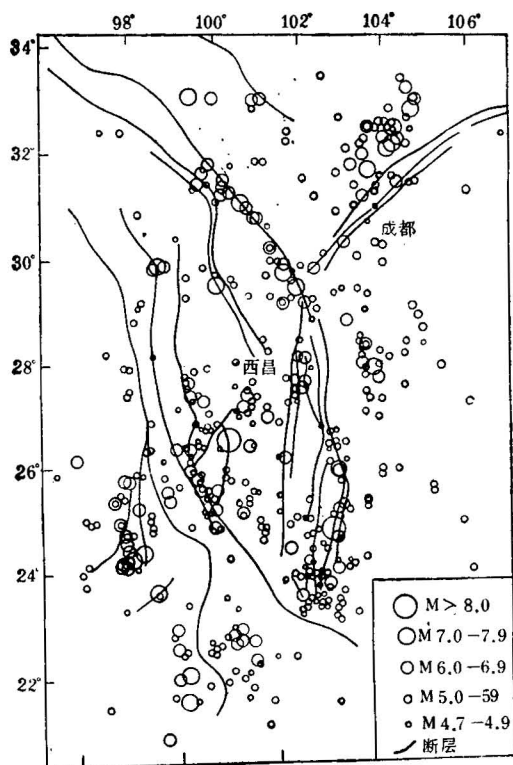


图 6 地震震中分布图(据郑建中)

Fig. 6 Epicentre map (after Zheng Jianzhong)

大地电磁测深布置在泸州-阿坝, 泸州-宁蒗和丽江-大井。其中泸州-阿坝(10个点)和泸州-宁蒗(8个点)两条剖面是地矿部物探研究所完成的。丽江-大井(6个点)是中科院地球物理所完成的。发现壳内低阻层的埋深为 11—37km。厚 5.5—11km。幔内低阻层 80—140km, 东部浅而西部变深。

根据我国已有地球物理资料, 青藏高原的幔内低阻低速层埋深要比我国东部为大。在西藏地区, 根据大地电磁测深测得上地幔低阻层埋深为 122—166km, 电阻率 $10-80\Omega\cdot m$ ^[8] 在班戈、拉孜、嘉黎、洛扎设置的长周期地震台, 也观测到在 130km 处存在幔内低速层^[9]。R. K. Dube 利用浅源地震 S 波得到印度次大陆的幔内低阻层深约 140km, 厚约 50km^[10]。1974—1975 年在克什米尔进行的国际深地震剖面, 在 140km 处得到深反射^[11]。

但在东部, 幔内低速低阻层明显变浅。在京津唐渤海地区, 幔内低阻层埋深 50—80km^[12]。根据面波频散反演, 北京-武汉上地幔低速层埋深 70km^[13,14]。赵珠等测定通过华北的 140 个地震, 也得到同样的结果^[15]。根据人工地震, 邢台地区的上地幔低速层埋深约 80km^[16]。

如果将上地幔低速低阻层定义为软流圈的上界面, 青藏地区拥有一个厚的岩石圈(冈瓦纳型), 而在华北四川等地则是一个薄的岩石圈(华夏型)。

从所进行的二条大地电磁测深剖面来看, 幔内低阻层顶板埋深发生急剧变化的地方, 在阿坝-泸州剖面上大体上在茂汶附近。在宁蒗-泸州剖面上, 大体上在盐源附近。

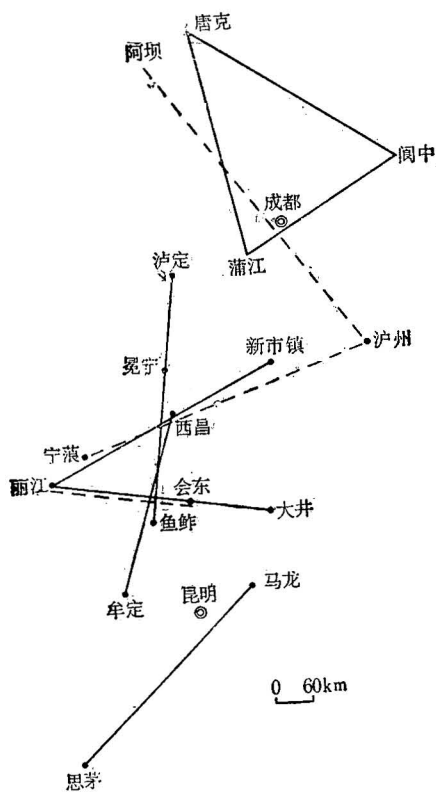


图 7 爆破地震与大地电磁测深线位置图

Fig. 7 Layout of explosion seismic sounding and magnetotelluric sounding

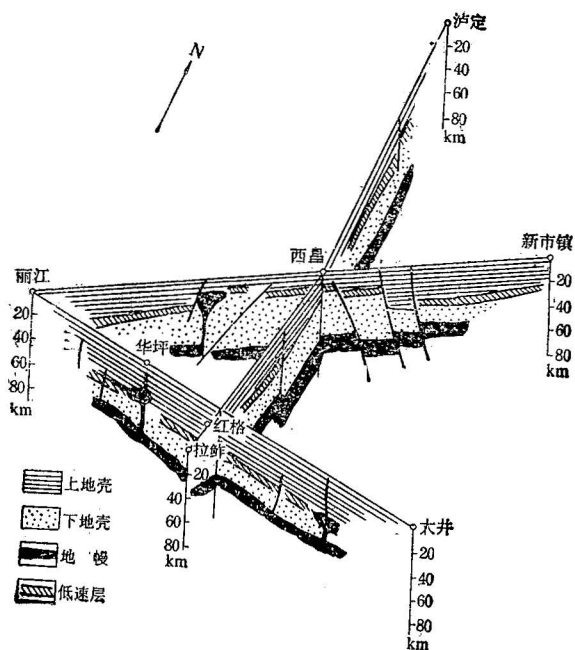


图 8 地壳构造栅状图

Fig. 8 Fence map of crustal structure

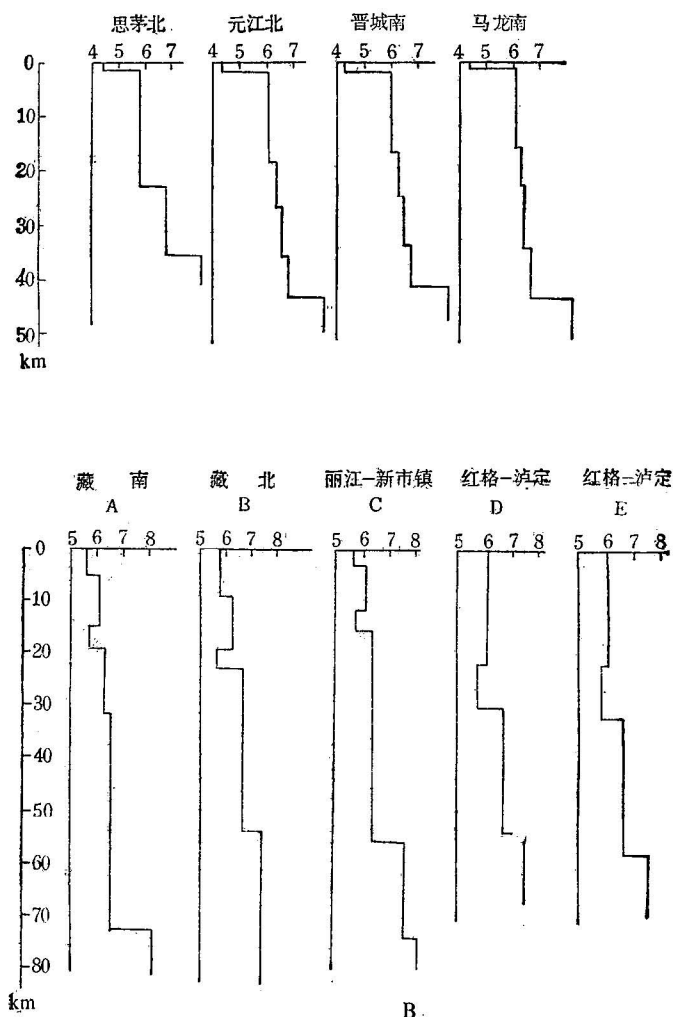


图 9 康滇和青藏地区速度模型

Fig. 9 Velocity model of the Xikang-Yunnan and Qinghai-Tibet regions

因此,从地壳上地幔的速度结构来判断,康滇古构造带应属冈瓦纳型,而从岩石圈厚度来判断,这一个地区又应该归入华夏型。这只有青藏高原的岩石圈由西而东地楔入欧亚板块的软流圈之上才有可能。

三、康滇构造带构造模型

图 10, A 是重力、航磁、磁大地电流和爆破地震结果的综合剖面图。图 10 B 是一个简化的康滇构造带力学模型。软流层顶板深度发生突变的地区是青藏岩石圈和扬子岩石圈的碰撞带,大体上在盐源附近。青藏岩石圈的下地壳与上地幔物质越过碰撞带,其前锋位置大体上到达谷堆以东。在四开-谷堆是地壳内应力集中的地区,莫氏面折断并倾斜。在这个地区存在的深源地震^[4] (图 11),大体上反映了这个异地体的前锋应力集中的地区。异地体上部滑移面即为壳内低阻低速层,这个低阻低速层一直延伸到西昌。低阻低速层

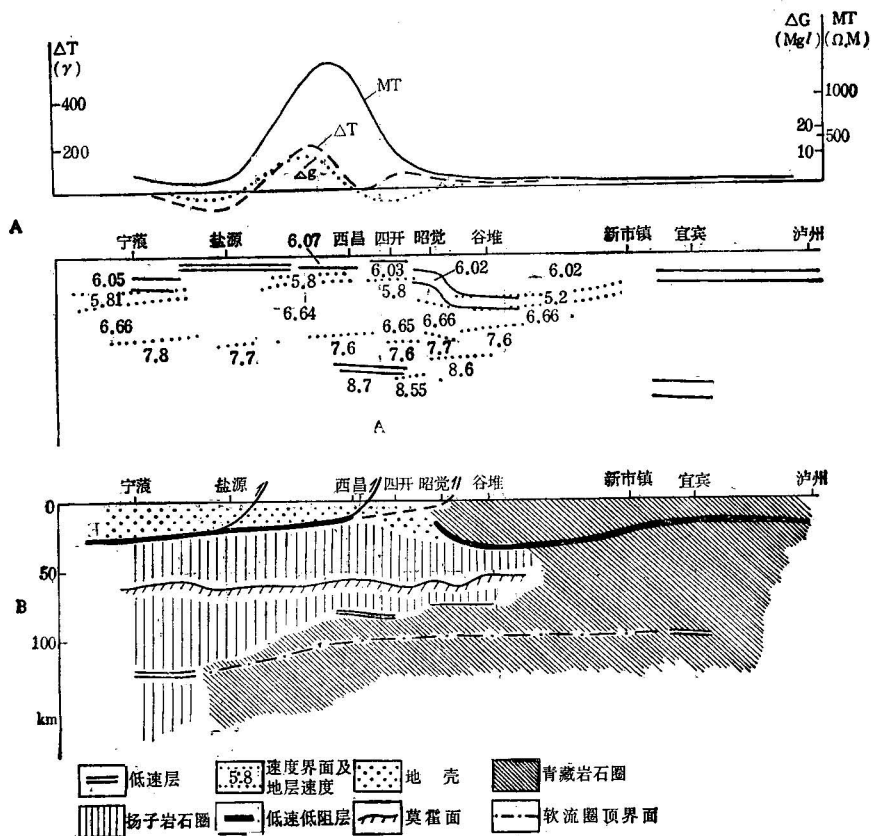


图 10 康滇构造带综合地球物理剖面及动力学模型图

Fig. 10 Composite geophysical section and dynamic model of the Xikang-Yunnan tectonic belt

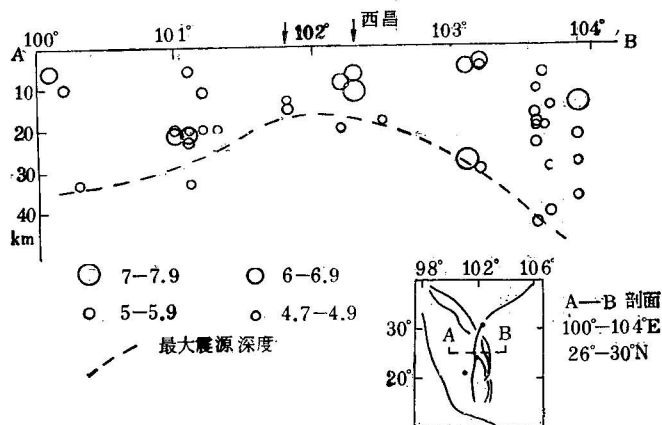


图 11 震源深度剖面图(据郑建中)

Fig. 11 Section of focal depth (after Zheng Jianzhong)

也是地震震区。异地体的下部滑脱面是韧性的,它不是发震区,只是在西昌的下方磁大地电流直接测量到它以低阻层的形式存在。

四川盆地内发现的低速低阻层的层位,根据盆地内反射地震结果,大体上相当于中晚

元古代变质岩。盆地沉积一直延伸到西昌-四开之间,盆地的沉积中心,可能在谷堆以西。因此,凉山地区仍是寻找油气的远景地区。

这样,根据深部地球物理探测资料,可以将康滇构造带的岩石圈分为三个大的构造层。从地表到深约十余公里的低速低阻层之间为第一构造层,为推覆叠瓦构造层。从低速低阻层到深约80km的上地幔处,为第二构造层,它是一个自西而东从青藏高原推挤过来的异地体。80km以下为第三构造层,它是扬子陆台的上地幔。

近地表推覆构造,已被地质观测认为是有喜马拉雅期木里推覆体。根据地球物理,可以判定以安宁河河谷为东界是一个推覆体(安宁河推覆体),其时代应晚于燕山期。根据地球物理资料推测巧家断裂南端的西部可能是另一个推覆体(凉山推覆体)。它的时代应属印支期(图12)。

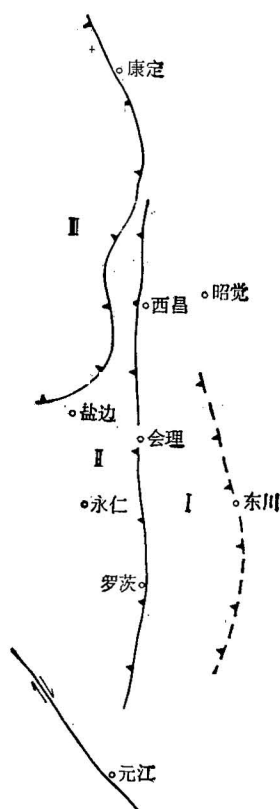


图12 推覆体分布图

Fig. 12 Distribution of nappes

I. 凉山推覆体; II. 安宁河推覆体; III. 木里推覆体

四、特提斯型碰撞带的深部地球物理特征

从康滇地区来看,特提斯型碰撞带具有以下深部构造特点:

(1) 在碰撞时,脆性上地壳常表现为一系列的推覆叠瓦构造。塑性的下地壳及最上

部地幔则发生挤压加厚。如果下部没有挤压褶皱,则上部的逆掩推覆难于发生,因为叠覆缩短没有空间。反之,如果下部有挤压加厚,而其上部没有逆掩叠覆,则将失去上下的静力平衡。

(2) 在发生这种构造变形时,上下地壳之间将出现泥砂岩、蒸发岩等软弱地层分布的低速低阻层,即滑脱面。滑脱面也是地震发震区,在下地壳构造位移体的前锋存在着中源地震。我国沿 104°E 分布的南北地震带可能就是反映特提斯型碰撞的构造带。

(3) 可以看到,在有的地方,莫氏面发生强烈的挤压褶皱(图 13)。所以,在特提斯型碰撞带处进行爆破地震工作,应有足够密的站距与炮距,并作细致的反演。

(4) 下地壳挤压带表现出具有高阻,高速和高密度的物理性质。

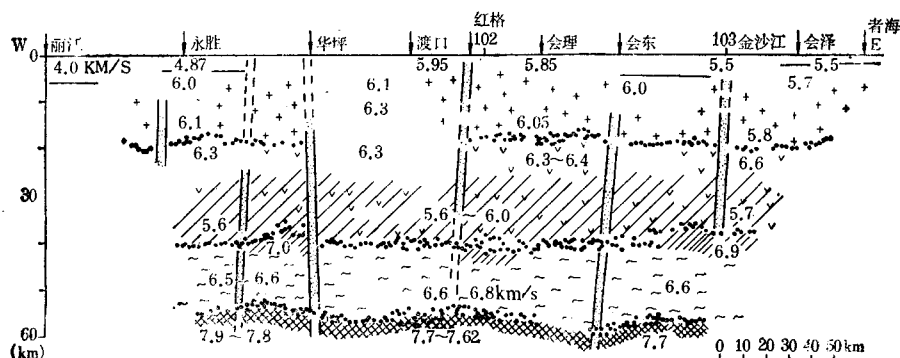


图 13 丽江-者海地壳速度分布剖面图(据熊绍柏)

Fig. 13 Crustal velocity distribution of the Lijiang-Zhehai crust area

参 考 文 献

- [1] 骆跃南, 1985, 中国四川攀枝花-西昌古裂谷带。中国攀西裂谷文集, 第一集。第 1—25 页。地质出版社
- [2] 任纪舜, 姜春发, 张正坤, 秦德余, 1980, 中国大地构造及其演化(1:400 万中国大地构造简要说明)。第 31 页, 科学出版社。
- [3] Yuan Haihua, Zhang Shufa, Zhang Ping, Liu Di, Shi Zemin, Sheng Fakui, Zhou Bofu, Wang Mingkun, 1985, Isotopic Geochronology of Magmatic Rocks in Panzhihua-Xichang Paleorift, International Symposium on Deep Internal Processes and Continental Rifting, China Academic Publishers
- [4] 郑建中、徐文跃、刘进、邹英, 1988, 攀西裂谷带的地震活动和应力场的某些特征。中国攀西裂谷文集, 第三集, 第 172—184 页。地质出版社
- [5] 熊绍柏, 滕吉文、尹周勋、赖明惠、黄一平, 1986, 攀西构造带南部地壳与上地幔结构的爆炸地震研究。地球物理学报, 第 29 卷, 第 3 期, 第 235—244 页。
- [6] 颜其中, 张国庆, 胡鸿翔, 阙荣举, 1985, 云南思茅-马龙剖面的地壳结构。地震研究, 第 8 卷, 第 2 期, 第 249—280 页。
- [7] Chen Xuebo, 1985, Characteristics of the Structure Anomaly in the Upper Mantle in East Qinghai-Tibet Plateau. International Symposium on Deep Internal Processes and Continental Rifting, China Academic Publishers.
- [8] Yuan Xuecheng, Wang Shi, Li Li, Zhu Jieshou, 1986, A Geophysical Investigation of Deep Structure in China, Geodynamics Series, Vol. 13, Reflection Seismology: A Global Perspective, AGU.
- [9] 孙克忠, 滕吉文, 1985, 由长周期地震面波研究西藏高原地区的地壳和上地幔的速度分布。地球物理学报, 第 28 卷, 增刊 1, 第 43—53 页。
- [10] Dube, R. K. 1970. Upper mantle structure in and around the Indian sub-continent (from S-

- Waves) Indian J. met. Geophys. Vol. 21. pp. 290—294.
- [11] Kaila K. L. 1978, Structure of the Kasmir from Deep seismic sounding. Journal of the geological society of India, Vol. 19, No. 1.
- [12] 刘国栋、顾群、史书林、孙洁、石璋松、刘金汉, 1983, 京津唐勃和周围地区上地幔电性结构及其与地震活动性的关系。地球物理学报, 第26卷, 第2期, 第149—157页。
- [13] 冯锐、朱介寿、丁毓玉、陈国英、何正勤、杨树彬、周海南、孙克忠, 1981, 利用地震面波研究中国地壳结构。地震学报, 第3卷, 第4期, 第335—350页。
- [14] 宋仲和、谭承业, 1965, 用瑞雷和乐夫面波群速度确定我国地壳厚度。地球物理学报, 第14卷, 第1期, 第33—44页。
- [15] 赵珠, 1983, 华北地区上地幔结构。地球物理学报, 第26卷, 第4期, 第341—354页。
- [16] 滕吉文、冯炽芬、李金森、陈学波、闻昆娣、张家茹、熊成君等, 1974, 华北平原中部地区深部构造背景及邢台地震(一), 地球物理学报, 第17卷, 第4期, 第255—271页。

ON THE DEEP STRUCTURE OF THE XIKANG-YUNNAN AXIS

Yuan Xuecheng

(Bureau of Exploration Geophysics and Geochemistry, Ministry of Geology and Mineral Resources, Beijing)

Abstract

The nearly N-S-trending tectonic belt from Kangding in Sichuan province to the Red River in Yunnan province constitutes an important tectonic unit in Southwest China. Most geologists assume that this is a marginal uplift zone of the Yangtze Platform.

Based on recent geophysical investigations, the author deduces that this region is a Tethyan type collision belt. The crust and the upper mantle in this tectonic belt may be divided into three structural layers. The top layer is the brittle upper crust, and its main structural features are represented by overthrusting and imbrication. The second structural layer is the plastic lower crust and part of the upper mantle, which structurally is marked chiefly by compression and shortening. Owing to the fact that its velocity structure is similar to that of the Qinghai-Tibet Plateau, it might be an allochthone from the Qinghai-Tibet region. The third structural layer is the upper mantle; judging from the thickness of the lithosphere, it might belong to the Yangtze Platform.

This Tethyan type collision belt has several geophysical characteristics. For example, overthrusting imbrication in the upper crust took place simultaneously with compressive folding in the lower crust; the décollement surface displacement of brittle structure tends to coincide with the low-velocity layer and shallow-focus earthquakes; the lower surface of ductile structural displacement often appears as the ductile shear zone; at the front of the displaced block there might also exist intermediate-focus earthquakes. At the Moho there are compressive folds. There may appear such geophysical anomalies as high resistivity, high density and high velocity in the whole compressional mobile belt.

作者简介 袁学诚, 生于1928年, 1952年起, 从事地球物理工作。现任地矿部地球物理地球化学勘查局副局长工程师。