

青藏高原岩石圈三维结构及高原隆升的 液压机模型

袁学诚¹ 李廷栋² 肖序常³ 姜 枚³ 耿树方³

(1. 中国地质调查局发展研究中心, 北京 100037; 2. 中国地质科学院, 北京 100037;
3. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037)

摘要: 青藏地区可以昆仑断裂和雅鲁藏布缝合线为界分为 3 个岩石圈地球物理特征各不相同的区域: 青海高原、藏北高原和藏南高原。青海高原位于昆仑山脉以北, 是重力高和重力低毗连出现的盆山结构。藏南高原位于雅鲁藏布江以南, 是印度板块分布的地区, 其上为印度板块的陆缘沉积。它的地壳结构是一个向南运动的逆冲推覆系统。INDEPTH 反射剖面在藏南发现的主喜马拉雅逆冲断层(MHT)与宽角反射地震扇形剖面得到的 T4 震相反射面完全吻合。两种地震测深方法得到的结果之间不存在矛盾。T4 震相在高喜马拉雅地区没有显示, MHT 向南延伸到高喜马拉雅只是一个推论, 因而 MHT 是否为印度板块的俯冲带仍有待于获取新的证据。在昆仑山脉以南到雅鲁藏布缝合带为藏北高原, 是广泛发生局部熔融的强流变岩石圈。局部熔融地区呈漏斗状。在藏北广泛存在的深度为 15~20 km 的上部地壳内的低速层是一个最富于流变性能的局部熔融层, 它的埋藏深度平坦稳定, 可能含大量水质流体。紧挨着上述上部壳内局部熔融层, 在藏北岩石圈大范围出现分布不均匀的网状局部熔融。局部熔融体的底部从雅鲁藏布江地区的 80 km 向北逐步加深到 200 km。漏斗的漏管处位于羌塘—可可西里。藏北局部熔融体的形成是由于印度板块向北运移, 受到亚洲板块的阻挡, 沿雅鲁藏布缝合带向青藏高原高角度俯冲, 在弧后羌塘—可可西里地区产生高热流上升地幔所致。根据卫星重力异常、航空磁测、地震接收函数研究、地球化学资料以及地表地质均揭示, 印度板块沿雅鲁藏布缝合带的俯冲仅发生在亚东—唐古拉一线以西的西藏西部。在亚东—唐古拉一线以东, 印度板块与西藏块体间仅仅发生碰撞, 但没有发生俯冲。高原的整体隆升是由液压效应所造成。青藏高原的隆升像一台液压机。印度板块对青藏俯冲过程中产生的各种应力, 通过局部熔融体, 传递到地壳深 15~20 km 处的熔融层, 在其下形成一个等压面。在这个等压面的驱使下, 在低速层以上未被局部熔融的地壳的底部均匀受力, 将它们同步向上抬升。高原隆升期后的跨塌, 使上部地壳向四周流动。在青海高原, 造成毗连阿尔金断裂的一系列由西南向东北方向推动的叠瓦构造。在雅鲁藏布江以南地区, 形成一系列向南凸出的弧形逆冲断层。在昆仑山脉与雅鲁藏布缝合带之间, 向东的流动便形成上部地壳的滑脱构造。虽然青藏高原的形成是由于印度板块的俯冲, 但它的隆升机制不单纯是一个刚体力学问题, 更重要的要考虑到流体的作用, 简单的用以刚体假设为前提的板块学说去解释高原的隆升机制是青藏高原研究中的误区。西藏高原的深部是一个大热库, 西藏热储的开发利用是一个重大的研究课题。

关键词: 青藏高原; 岩石圈三维结构; 高原隆升的液压机模型; 印度板块俯冲

中图分类号: P542^{+.2} **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-3657(2006)04-0711-19

1 青藏高原岩石圈分区

青藏高原是全球海拔最高、地壳最厚、地形最平, 面积最大, 形成时间最晚的高原。总面积约占全国总面积的四分之一, 为 240 万 km², 地壳平均厚度 70 km, 古近纪—新近纪

以来快速隆升, 第四纪以来强烈隆升, 平均隆升高度达到海拔 5 km。但尽管高原隆升幅度很大, 高原腹地地表地形平坦。古近纪—新近纪沉积物在强烈隆升后在大部分地区仍然保持水平产状, 几乎没有发生变形。

青藏高原的隆升是由于印度板块向欧亚板块俯冲所引

收稿日期: 2006-02-10; 改回日期: 2006-04-26

基金项目: 国土资源部专项计划项目(20010103)资助。

作者简介: 袁学诚, 男, 1928 年生, 教授级高级工程师, 主要从事深部地球物理研究; E-mail: xcyuan@263.net.cn。

起。在崛起前青藏高原是一个不同时代陆块拼接的大陆。根据地表地质研究,海西运动使巴颜喀拉地体与昆仑地体拼合,印支运动使羌塘地体与巴颜喀拉地体拼合,燕山运动使拉萨地体与羌塘地体拼合。喜马拉雅运动时,印度板块沿雅鲁藏布缝合带向北俯冲碰撞,大洋消失,最终成为统一的大陆(图1)。

青藏高原崛起前的古构造演化是一个重要的课题,但不是本研究关注的重点,本研究聚焦于已拼合的大陆如何在印度板块的俯冲下,隆起成为一个全球最高、最厚、最平、最大的高原。笔者从研究高原的岩石圈结构入手,进而研究隆升的动力学机制。

因此,不以青藏古构造带的划分作为切入点去研究青藏地区岩石圈构造,而是以地球物理资料为主线,对当今青藏高原岩石圈构造重新进行划分,研究它们的地球物理特征与地质构造特征,探讨它们的成因。事实上青藏高原古构造并

不总有地球物理异常和它们对应。它们之间本应存在的物性差异痕迹可能已被它们形成后漫长的地质历史中强烈的构造运动抹平。

在青藏地区的一个重要界线是昆仑断裂,它不仅使其两侧地貌特征有明显的差异,而且是区域重磁场最明显的分界线。

在昆仑山脉以南,自由空气重力异常呈现为单调的重力高。意味着物质的大量积聚。在昆仑山脉以北,位场显示为重力高和重力低毗连出现的盆山结构(图2)^[1]。MAGSAT卫星磁异常图上,昆仑山脉以南是一个规模巨大幅度很强的负异常,它的深部应该是处在炙热的环境中。在昆仑山脉以北,卫星磁异常强度接近正常值(图3)^[2]。

在昆仑山脉两侧,地壳厚度也有明显的差别。在昆仑以北地壳较薄,但在昆仑以南,厚度大于70 km,最深达74 km(图4)^[3]。

在昆仑山北具有正常磁场强度、变化重力场和厚地壳的

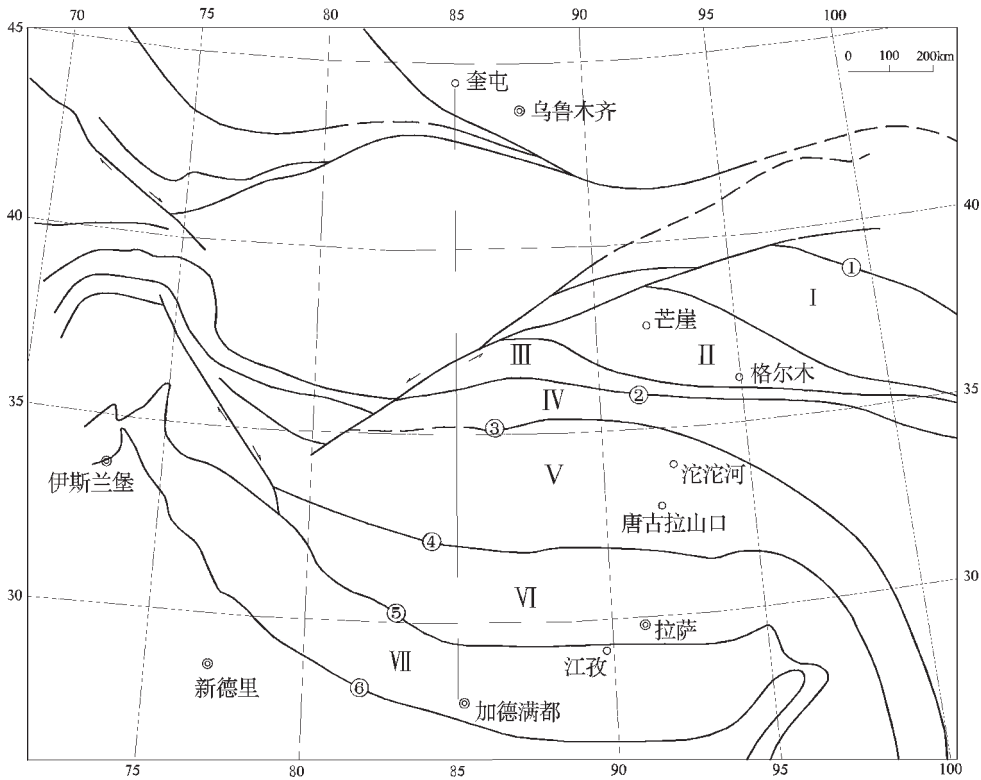


图1 青藏高原地表构造略图

I—祁连地体; II—柴达木地体; III—昆仑地体; IV—巴颜喀拉地体; V—羌塘地体; VI—拉萨地体; VII—藏南地体

①—青藏高原北缘断裂; ②—昆仑断裂; ③—金沙江断裂; ④—班公湖—怒江断裂; ⑤—雅鲁藏布江断裂; ⑥—青藏高原南缘断裂

Fig.1 Schematic map of the surface structure on the Qinghai-Tibet Plateau

I—Qilian terrane; II—Qaidam terrane; III—Kunlun terrane; IV—Bayan Har terrane; V—Qiangtang terrane; VI—Lhasa terrane; VII—Southern Tibet terrane. ①—Northern Qinghai-Tibet Plateau marginal fault; ②—Kunlun fault; ③—Jinshajiang fault; ④—Bangong Co-Nujiang fault;

⑤—Yarlung Zangbo fault; ⑥—Southern Qinghai-Tibet Plateau marginal fault

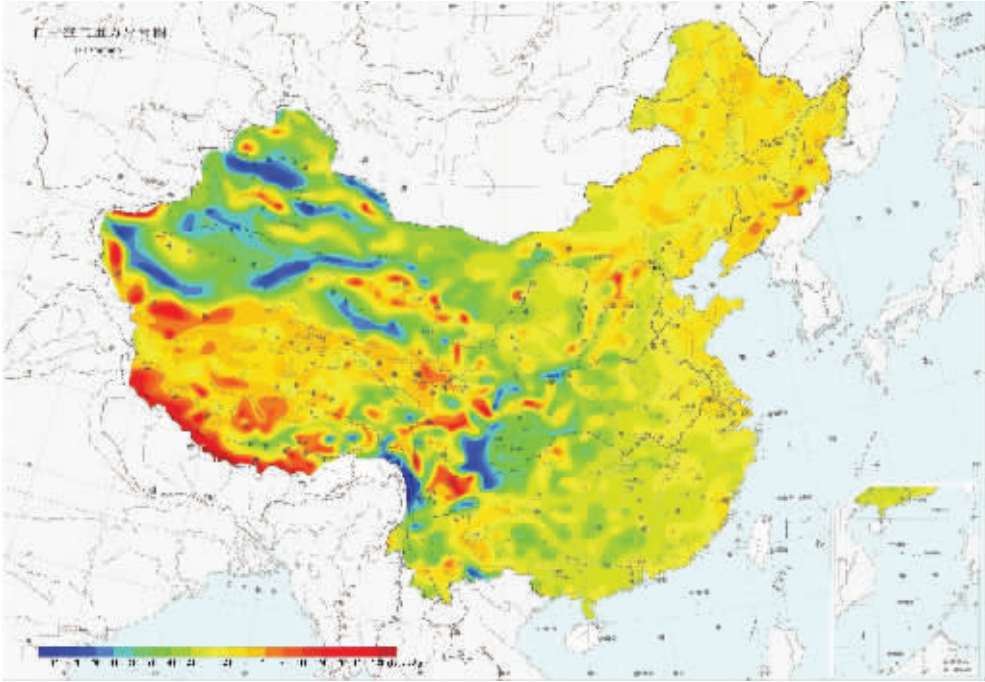


图 2 中国自由空气重力异常图^[1]

Fig. 2 Free air gravity anomaly map of China ^[1]

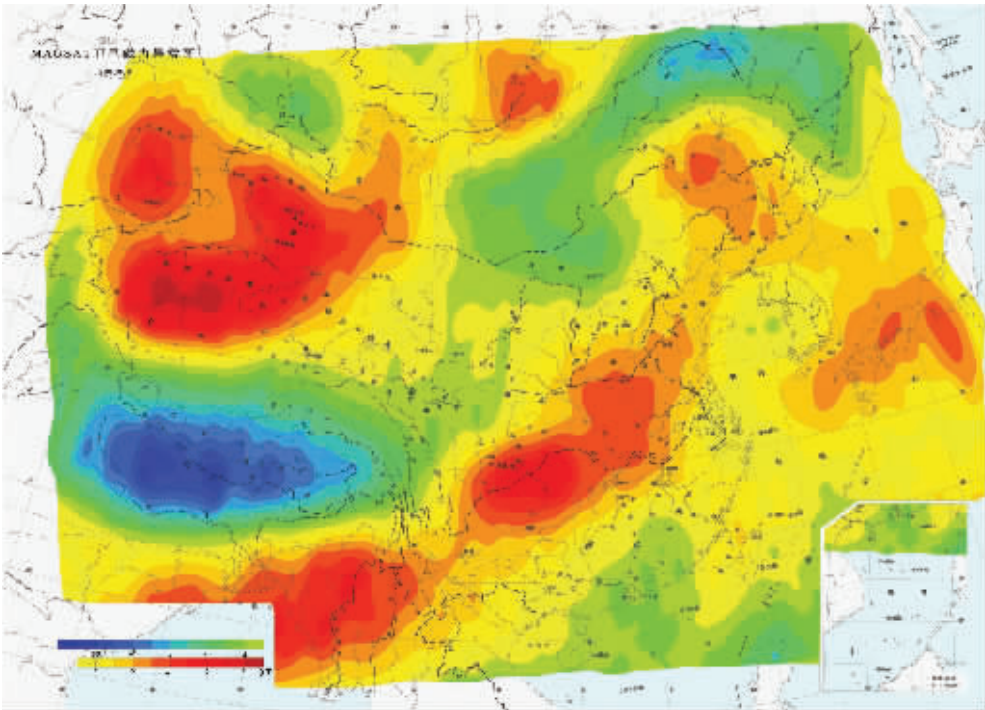
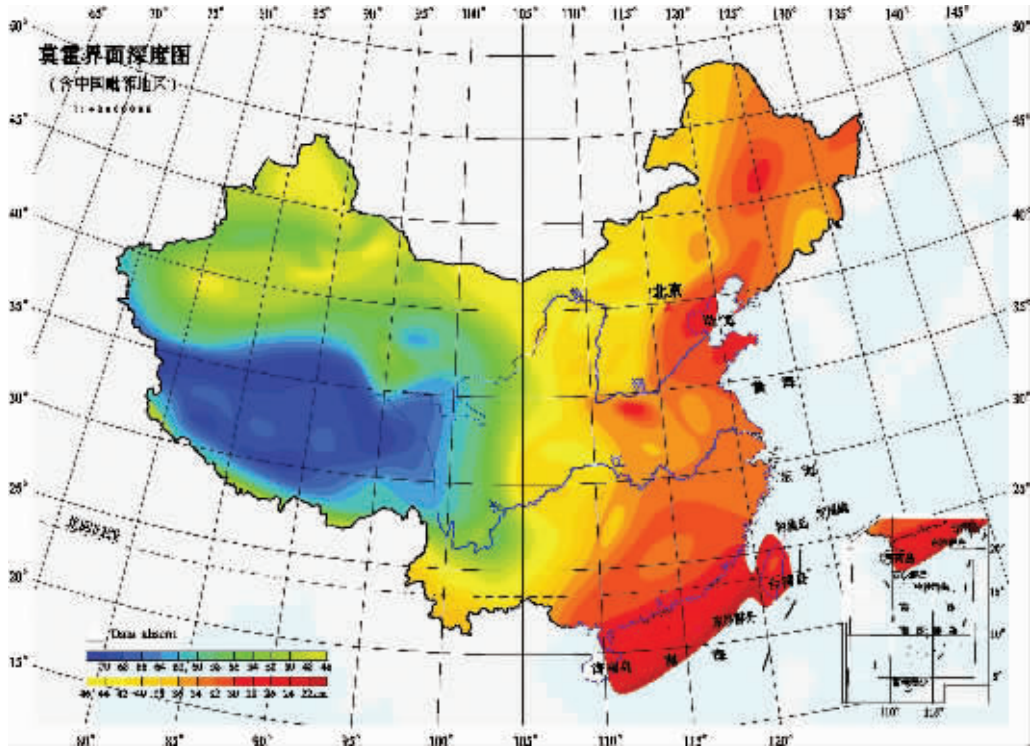


图 3 中国 MAGSAT 卫星磁异常图^[2]

Fig. 3 MAGSAT satellite magnetic anomaly map^[2]

图4 中国莫霍界面深度图^[3]Fig.4 Moho depth map^[3]

地区属于柴达木盆地和祁连山造山带分布地区,主要位于青海省的境内。虽然该地带与青海省行政分区并不完全吻合,为叙述方便起见,姑且将这个地区称为青海高原。

在昆仑山脉以南重力高、低磁并且莫霍界面较深的地区,没有明显的区域地球物理异常可以用来划分次级构造区域。但可以利用深部地球物理探测结果,将它划分成以雅鲁藏布江为界地壳性质截然不同的两个区域。在雅鲁藏布江以南的深部是印度板块分布的地区,其上为印度板块的陆缘沉积,可称为喜马拉雅高原或藏南高原。在雅鲁藏布江与昆仑山脉之间是古特提斯洋中的一个中间地块,隶属于欧亚板块,可称为藏北高原。

这样,根据区域地球物理资料和深部地球物理资料,可将青藏高原分成藏南高原(或喜马拉雅高原)、藏北高原和青海高原等地球物理特征各不相同的3个区域。

2 印度板块的俯冲

虽然公认青藏高原的形成是由于印度板块向欧亚板块俯冲,但对高原形成的机制仍然存在许多不同的看法。两种主流观点是:认为青藏高原的巨大地壳厚度是由于印度板块俯冲到西藏地壳的下面,形成西藏地壳与印度地壳的叠加。这种解释的难点在于印度板块岩石圈的厚度达到200 km,这

样厚的岩石圈要钻入到青藏岩石圈的壳幔之间,从力学上来说是不可能的。第二种观点是整个高原发生南北向的均一塑性收缩。笔者早期也持这种观点^[4],但这种观点无法解释高原受强烈压缩后,高原地表仍能保持平坦地形。

至于印度板块与欧亚板块的碰撞边界无例外地被认为是从东经74.4°E的帕米尔到95.04°E的南迦巴瓦峰(图5)^[5]。在这两个部位上,印度板块好像有东西两个触角,从帕米尔和南迦巴瓦峰自南向北深深插入西藏大陆。

卫星重力异常的解释对印度板块的俯冲提供了新认识。在2-49阶卫星重力异常图中,一个耀眼的重力高位于青藏高原西部(图6)^[6-7],极大值达 $80 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$ 。按 $30 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$ 等值线,其分布范围从帕米尔到拉萨。Bowin^[8]研究球谐项的空间分布特征时曾指出,核幔边界的质量异常,主要体现在2-3阶卫星重力异常中;地幔异常和汇聚板块的质量过剩,主要表现为4-10阶异常中。青藏高原西部这个重力高推断是俯冲到西藏下方地幔中的印度冷板块所引起。这个俯冲到地幔中的印度板块所引起的重力高并不是分布在从帕米尔到南迦巴瓦峰,而是局限于亚东—拉萨以西。俯冲带走向北西—南东,俯冲方向北东。按Bowin^[8]近似公式计算,异常源的深度大于130 km。

Owens等^[9]研究远震SV波在壳内界面和地表产生的P

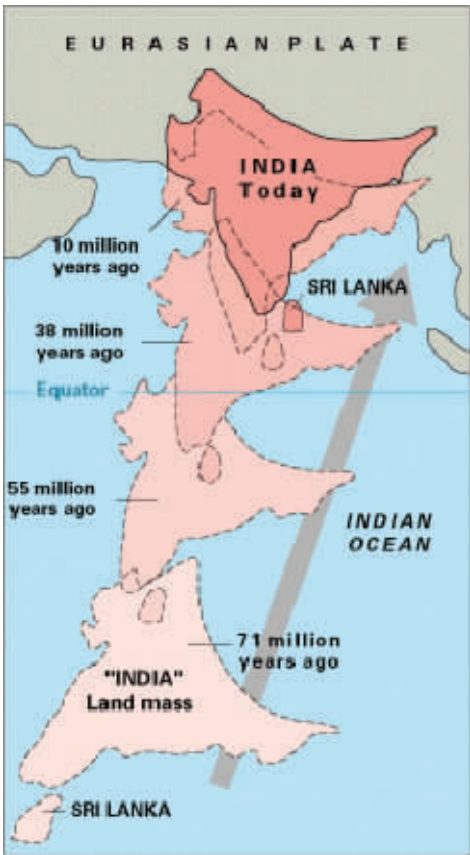


图 5 印度板块的漂移和俯冲^[5]

Fig.5 Drift and subduction of the Indian plate^[5]

波(包括 Sp 波, SsPmp 波和 SsPmsPmp 波),也发现西藏高原的中东部 P 波速度稳定,平均 P 波波速为 6.0~6.2 km/s,而在西藏西部的南北方向上地壳结构则有较大差别。

岩石学研究同样有印度板块的俯冲发生在西藏地区西部的证据。

新生代末期钾质火山岩岩石学的研究发现仅在冈底斯西部,雄巴火山岩(18~23 Ma)明显具有喜马拉雅沉积物加入。向东部,扎布耶、羊应等也是超钾质火山岩,年龄晚到约 10 Ma 仍然看不到沉积物俯冲,说明隆格尔—拉萨东西向约 700 km 在 10~16 Ma 时,在东部地区没有印度板块的俯冲。

将低阶(2—49)卫星重力异常与地表重要断层作对比(图 7)。地表地质所显示的那种东西走向块断构造格局在低阶卫星重力异常图上没有显示。按低阶卫星重力异常,青藏地区岩石圈盖层可分成近似南北走向的 3 个块体。西部重力高、东部重力高及中部重力低。中部重力低的北部伸入柴达木盆地,南部延伸到昌都地块。是青藏高原中的一个稳定地块,可能就是它阻挡了印度板块向东俯冲的进程。

沿雅鲁藏布江早年就已发现存在有规模强大的航磁磁异常带,异常与铁镁质岩的分布密切相关。根据磁异常解释,磁性体近于直立或稍北倾,倾角 60°~80°。以仁布为界,东西两侧磁异常的特征很不相同,仁布以东,只有一个强磁异常带,但在仁布以西,异常分为南北两带^[4]。西部多条磁异常反映的多层蛇绿岩应是板块俯冲伴生的一种现象,并且在地表还有像白浪出露的那种典型的蛇绿岩套。而东部简单的单条断续分布磁异常则反映陆块碰撞挤压出露的超基性岩。

近年来,中国国土资源航空物探遥感中心完成了西藏西

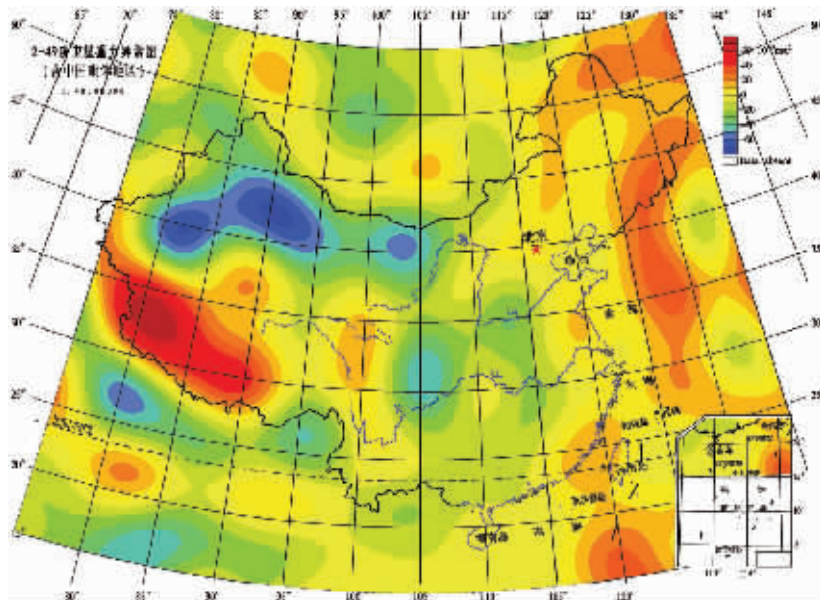


图 6 2—49 阶卫星重力异常图^[6]

Fig.6 Order 2—49 satellite gravity anomaly map^[6]

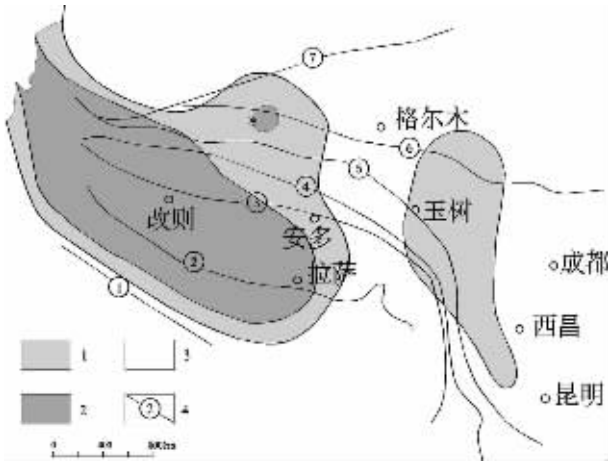


图7 青藏地区 2-49 阶卫星重力异常与地表重要构造线的对比^[7]

- 1—卫星重力异常 $>30 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$; 2—卫星重力异常 $0 < 30 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$; 3—卫星重力负异常区; 4—断层: ①—西瓦里克断层; ②—雅鲁藏布江断层; ③—班公湖—怒江断层; ④—澜沧江断层; ⑤—金沙江断层; ⑥—阿尼玛卿—略阳断层; ⑦—阿尔金断层

Fig.8 Order 2-49 satellite gravity anomalies in the Qinghai-Tibet region and their correlation with structures on the surface^[7]

- 1-Gravity anomaly $>30 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$; 2-Gravity anomaly $0 < 30 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$; 3-Negative gravity anomaly; 4-Faults: ①-Siwalik main boundary fault; ②-Yarlung Zangbo fault; ③-Bangongco-Nujiang fault; ④-Lanchangjiang fault; ⑤-Jinshajiang fault; ⑥-A'nyemaqen-Lueyang fault; ⑦-Altun fault

部航磁空白区的磁测工作,发现在西藏西部存在一条南北走向的磁异常带。异常上延至 50 km, 仍然非常清晰(图 8), 异常源应是一个巨大的地质体。应是印度俯冲板块引发的上升地幔流使地壳受热局部熔融, 岩石磁性丧失所致。异常位置紧挨着青藏中部稳定地块引起的重力低的西缘, 它们之间的分界线与拉萨—唐古拉山口公路相近。

西藏深部具有南北走向的构造, 与地表东西走向构造互成正交。这个立交桥构造似乎出人意外, 令人费解, 但是是从区域沉积来看, 在地表仍然出现蛛丝马迹, 在西藏东部, 地表主要出露陆相中生代地层, 在异常带以西, 主要出露中、古生代地层。它们应该是受深部构造的控制。

进一步来看印度板块与拉萨地体的碰撞进程(图 5)。印度板块的形态近似于以帕米尔为顶角, 科摩林角与南迦巴瓦峰为底角的一个近似等边的三角形。在 71 Ma 以前时, 印度板块这个三角形的顶角向北。印度板块在帕米尔处与拉萨地体相碰撞后, 才顺时针方向转动, 与拉萨地体沿帕米尔—南迦巴瓦峰一线接触。因而, 在这一条接触线的西部, 印度板块向拉萨板块强烈俯冲, 但在这条接触线的东部只是两个块体的挤压, 并未发生俯冲。

印度板块向西藏的俯冲不是沿着整个雅鲁藏布江, 而只是发生在西藏西部, 这一重要的事实直接影响到高原的构造和隆升模型的建立。

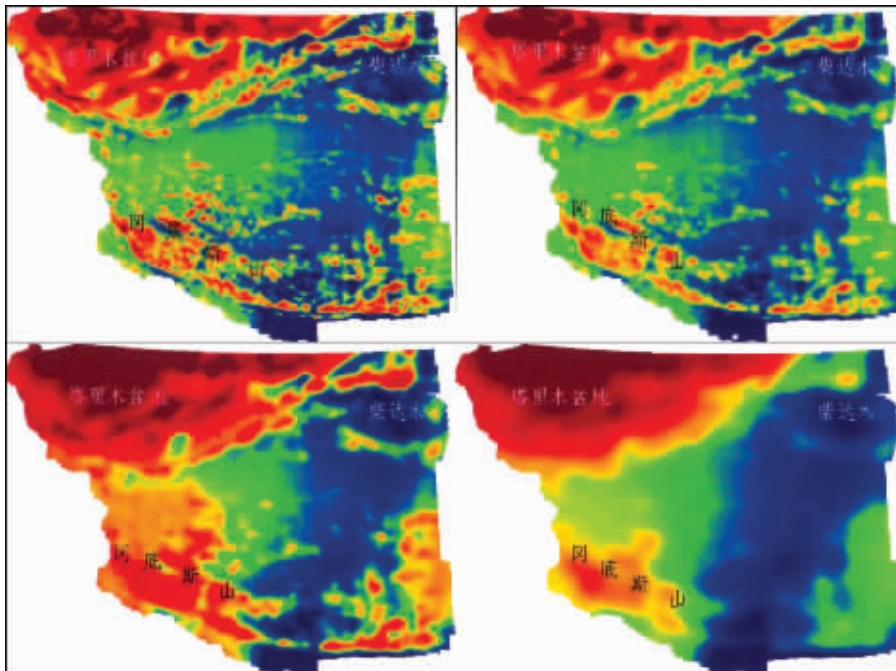


图 8 西藏西部航空磁测异常图

左上一上延 5 km; 右上一上延 10 km; 左下一上延 20 km; 右下一上延 50 km

Fig.8 Aeromagnetic anomaly map of western Tibet

Upper left—continued upward 5 km; upper right—continued upward 10 km; lower left—continued upward to 20 km; lower right— continued upward to 50 km

3 喜马拉雅高原(藏南)地壳构造

20 世纪 70 年代以来,在青藏地区进行了许多旨在研究青藏高原地壳上地幔结构的地球物理工作。其中,包括数次规模较大的国际合作。如 80 年代至 90 年代的中法合作,90 年代的中美合作等。研究工作集中在藏南高原,以后逐步延伸到藏北高原和青海高原。虽然研究工作得到很大的进展,但对某些重要问题不同作者用不同的地震方法得到的地质结论存在严重分歧,这给喜马拉雅的研究带来生气,同时也产生困惑。

笔者首先综合已发表地质、地球物理资料,取长补短,去伪存真,力图对高原提出一个统一的地球物理结构模型。在研究处理各种由于地球物理解释引起的地质结论分歧时,发现各种方法都有它的长处和不足,并无高低层次之分。笔者不采取“排他型”思维,不是简单地肯定一种方法,否定另一种方法。而力求在深入分析各种地球物理资料的基础上达到各种不同地球物理方法有一个统一的共同结论。

中美合作 INDEPTH 计划试验性工作布置在雅鲁藏布江以南(图 9~10),获得的重要成果之一是发现在 INDEPTH 试验性剖面南端深 (28±1) km 处到雅鲁藏布缝合带深 (40±2 km)处,有一条强反射层。结合地表地质,推测它与主中央逆冲断层(MCT)和主边界逆冲断层(MBT)相连,印度大陆正沿此断裂俯冲^[9],插入到拉萨地体的壳幔之间。并将它命名为主喜马拉雅逆冲断层(MHT)(图 10 中④)。

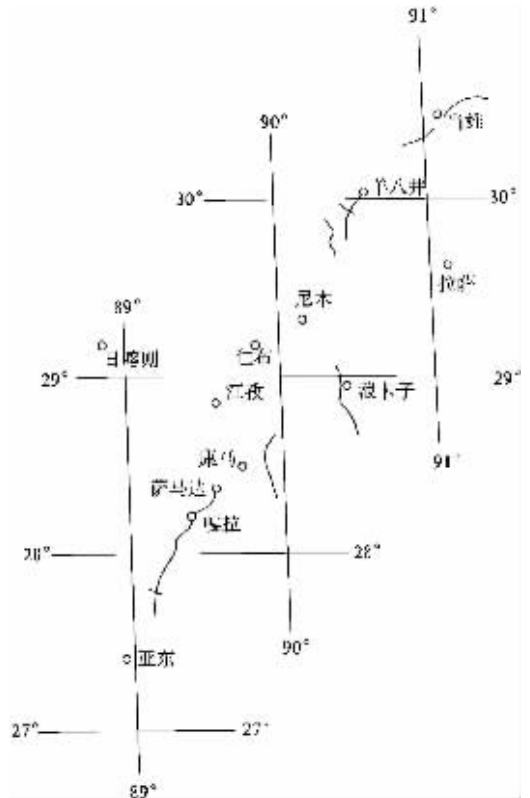


图 9 INDEPTH 地震工作布置图^[11]

Fig.9 Layout map of INDEPTH seismic work^[11]

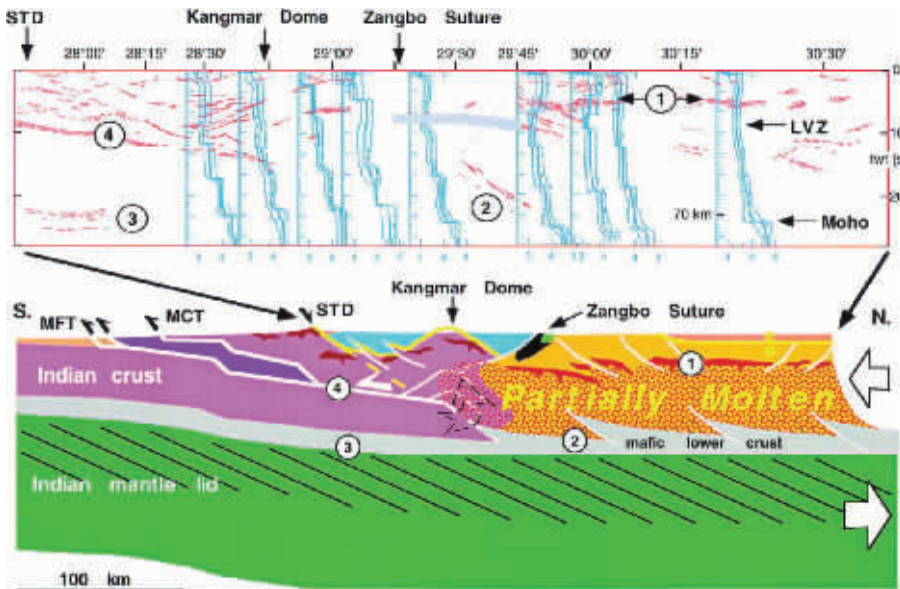


图 10 INDEPTH 地球物理综合剖面及其地质解释剖面^[12]

MFT—主前缘逆冲断层;MCT—主中央逆冲断层;STD—藏南拆离断层系;LVZ—低速带;①—羊八井—当雄反射层(亮点);
②—横穿雅鲁藏布江反射层;③—莫霍界面;④—主喜马拉雅逆冲断层(MHT)

Fig.10 INDEPTH profile and its geological interpretation^[12]

MFT— Main Frontal thrust;MCT—Main Central thrust;STD— Southern Tibet detachment system; LVZ—Low velocity zone;①—Yangbajain— Damxung reflector (bright spot);②—Reflector across the Yarlung Zangbo;③—Moho;④— MHT—Main Himalayan thrust

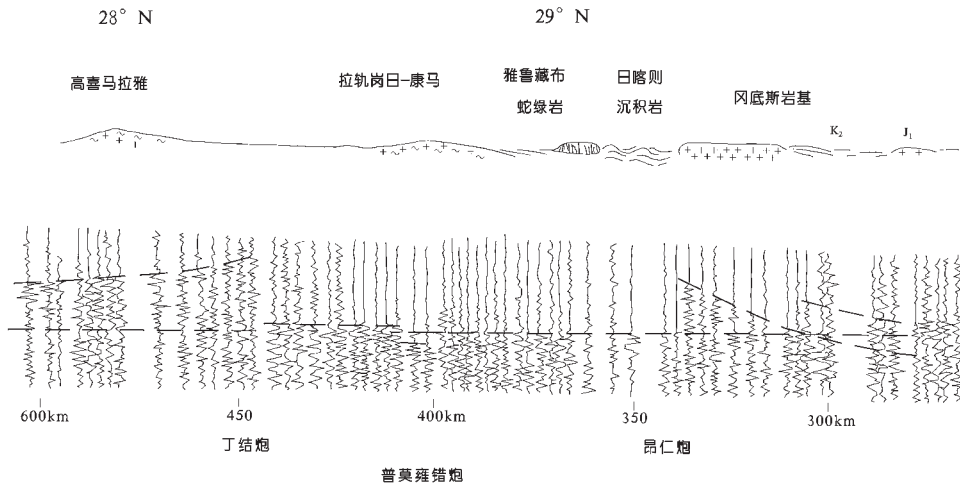


图 11 中法合作宽角反射得到的扇形剖面^[12-13]
 Fig.11 Fan-shot wide-angle reflection profile^[12-13]

在 INDEPTH 计划实施之前的 80 年代初，与 INDEPTH 反射地震剖面大致平行，中法合作用宽角反射地震得到了一条从 28°N 到 32°N 的扇形剖面(图 11)。在剖面的南端高喜马拉雅地区发现有一个明显的强反射面，在 450 km 处向北突然中断，Hirn^[12-13]沿地壳中部拆离面上下地壳分别挤压叠加的模型来解释(图 12)。

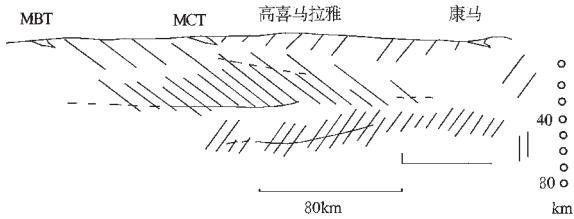


图 12 横穿喜马拉雅的扇形剖面解释^[12-13]
 虚线代表上地壳与下地壳之间的分界线;实线代表地壳与地幔之间的分界线;稀疏斜线代表上地壳;密集斜线代表下地壳;
 MBT—主前缘逆冲断层;MCT—主中央逆冲断层
 Fig.12 Sketch of seismic structures across the Himalayas^[12-13]
 Dashed line: interface between upper and lower crustal velocity material.
 Solid line: interface between crustal and mantle velocity material; Loose hatching: upper crustal layer; Tight hatching: lower crustal unit; MBT—Main Frontal thrust;MCT—Main Central thrust

中法合作用宽角反射得到的模型与 INDEPTH 计划中用垂直反射地震测深(CMP)得到的结果是如此的不同,成为研究藏南地壳构造长期存在的一个悬而未决的问题。

其实,在同一中法合作计划中,中方地震学家王式^[14-15]也

对同一份宽角反射地震数据作了处理解释,他的解释结果和 10 年后中美合作用 CMP 所得到的结论一致,认为在距扇形剖面南端 450 km(图 11)以南的壳内强反射层和 450 km 以北的壳内弱反射层是同一个深度为 30 km 的反射层。王式^[14-15]的解释与 Hirn^[12-13]解释的分歧发生在对震相的识别。Hirn 的解释只利用了扇形剖面的资料,而王式则联合利用了扇形剖面 and 与它相交的纵剖面资料。

图 13 是中法合作宽角地震工作布置。在雅鲁藏布江缝合带南北两侧各布置了普莫雍错—定结—佩枯错和雅安多—蓬错—色林错等两条纵剖面。并用色林错爆破、安多—大竹卡接收,昂仁爆破、羊八井—康马接收,普莫雍错爆破、吉定—定结接收和定结爆破、在门布—加德满都南接收等 4 个扇形剖面组合而成穿过高喜马拉雅山、特提斯喜马拉雅、雅鲁藏布缝合带、冈底斯、班公湖—怒江缝合带的扇形地震剖面^[13]。图 11 是舍去色林错扇形剖面,截取昂仁扇形地震剖面、普莫雍错扇形地震剖面、以及定结扇形地震剖面等 3 个扇形地震剖面组成的穿越高喜马拉雅和雅鲁藏布缝合带的地震剖面。

Hirn^[12-13]认为扇形剖面的南部高喜马拉雅地区的强反射面是莫霍界面,在它以北直到雅鲁藏布江之间的强反射面也是莫霍界面。在约 460 km 处,莫霍界面向北突然加深,然后莫霍界面深度保持在 70 多千米,一直到日喀则。对这样的结果,Hirn^[12-13]的解释是,青藏高原的地壳叠加并不是简单地印度板块地壳在下,拉萨板块在上那样两个正常地壳的叠加,而是上下地壳脱偶,上地壳和下地壳分别叠加的结果(图 12)。按照他的解释,在高喜马拉雅的北坡定日处(图 11 中 450 km 处),莫霍界面突然由约 40 km 下降到约 70 km,是两板块的上下地壳脱偶,分别叠加处。

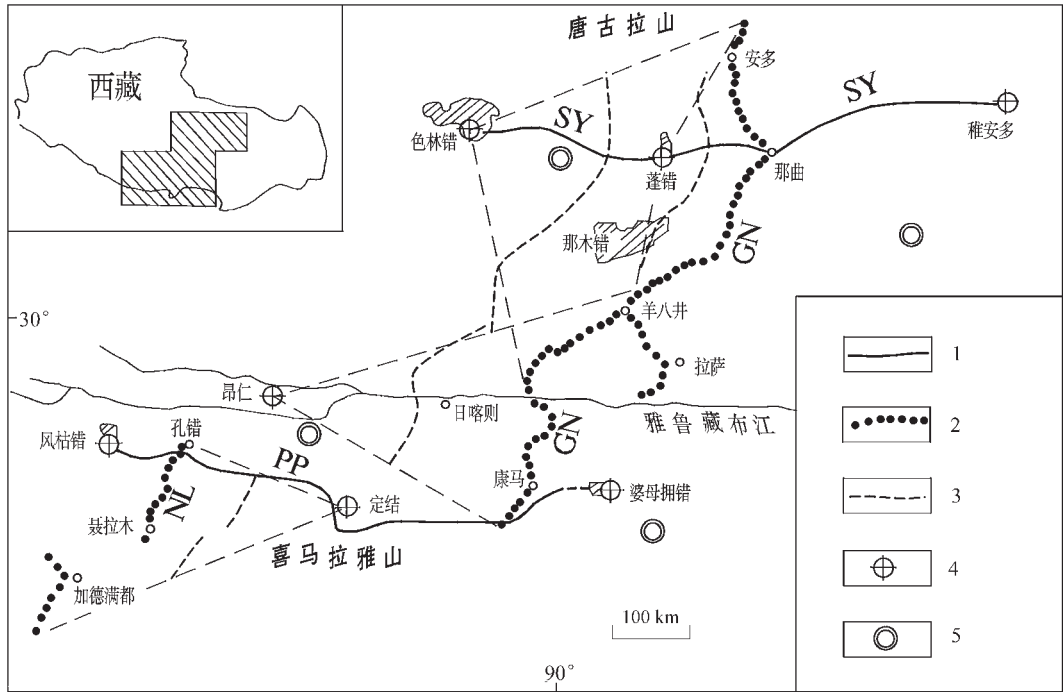


图 13 中法合作地震测深剖面位置

1—纵剖面;2—扇形剖面接收点位置;3—扇形剖面反射点位置;4—炮点;5—天然地震接受站;SY—色林错—雅安多剖面;
GN—嘎拉—那曲剖面;NL—聂拉木—拉孜剖面;PP—婆母拥—佩枯错剖面

Fig.13 Location of explosive seismic sounding profile

1—In-line profile; 2—Receiver places for fan-shooting; 3—Reflecting boundary for fan-Shooting; 4—shotpoint, 5—Seismic station.
SY—Siling Co—Ya'ngamdo profile; GN—Gala—Nagqu profile; NL—Nyalam—Lhazê profile; PP—Puma Yun Co—Paikü Co profile

扇形剖面的一个严重缺点是它虽然可以接收到位于炮检距中点处反射面的较详细的起伏。但它无法确定接收到的信号是哪一层的反射。

王氏^[15-16]注意到定结爆破在门布—加德满都南接收的扇形剖面的反射线和普莫雍错—定结—佩枯错纵向剖面相交。交点位于定结炮点西 160 km 处。图 14 上左图是定结—佩枯错纵向剖面地震记录,可以追踪到两个相位 T4 和 PmP。PmP 是莫霍界面的反射波,深度约为 70 km。T4 是壳内的反射震相,深度约 28 km。图 14 上右图是定结爆破在门布—加德满都南接受的扇形剖面地震记录。与扇形剖面相交的点位于该图的最北端。在剖面上,根据波形和频率,同样可以识别出壳内反射波 T4 和莫霍界面反射波 PmP。图 14 下左图是横过高喜马拉雅的震相剖面。可以看到,莫霍界面从高喜马拉雅的南坡缓慢向北倾斜^[15-16]。

由此可见,中法合作利用宽角反射地震在高喜马拉雅得到的 T4 震相也就是被中美合作命名为主喜马拉雅逆冲断层(MHT)的反射界面。两种不同地震测深方法的精度不同,但结果是一致的。扇形剖面一直穿过喜马拉雅,终止于加德满

都,但在高喜马拉雅没有能追踪到 T4 震相,而 MHT 向南延伸到高喜马拉雅只是一个推论,因而 MHT 是否存在仍有待于获取新的证据。

INDEPTH 对构造的解释也待作进一步的研究。中美合作认为主喜马拉雅逆冲断层(MHT)反射界面是印度板块的俯冲面。这一论述曾使主张青藏地壳具有双层地壳结构的学者们深受鼓舞。

但双层地壳模型的解释是有问题的。首先是在雅鲁藏布缝合带以北的 INDEPTH 计划 CMP 第二期工程中,再也找不到像提斯喜马拉雅地区那样的莫霍反射面,也找不到主喜马拉雅逆冲断层(MHT)的踪迹。如果印度板块果真以 $9^{\circ} \pm 2^{\circ}$ 的缓倾角向青藏板块俯冲,在藏南发现的 MHT 和莫霍界面反射不应该在穿过雅鲁藏布缝合带后消失。即使由于某种原因接受不到反射,在 Benioff 带上应该有天然地震,但是遗憾的是并没有发现有与俯冲带相联系的地震带。相反,在雅鲁藏布缝合带两侧用各种地球物理方法得到的结果都显示存在很大的差异,说明雅鲁藏布缝合带是一个不连续面(图 10~11)。更值得注意的是,极可能 INDEPTH 的 CMP 剖面没

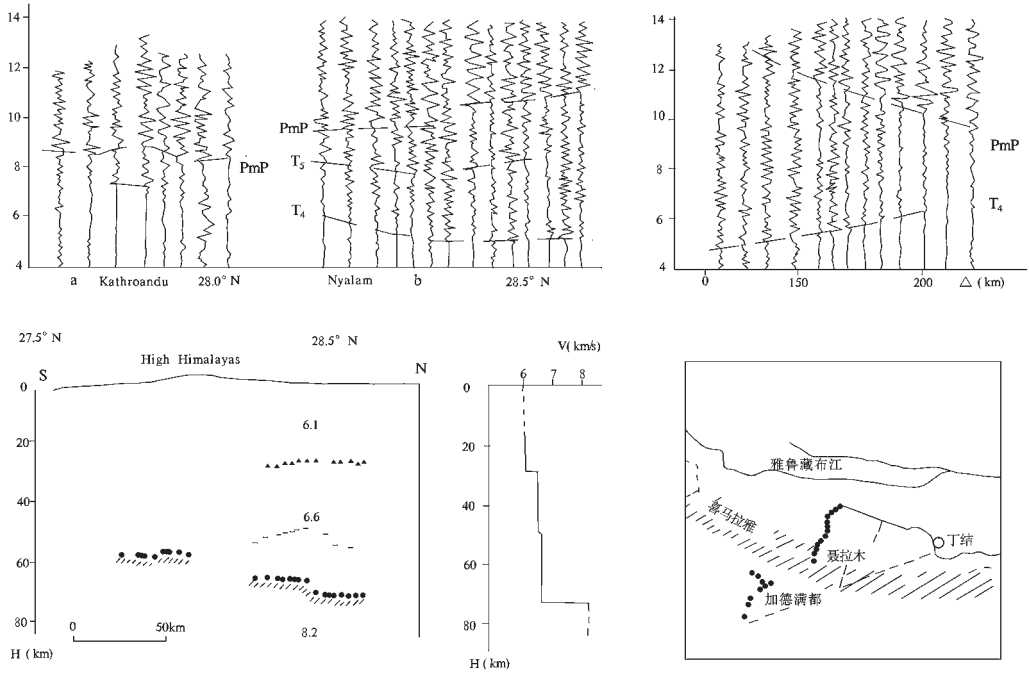


图 14 定结炮点地震记录^[14-15]

Fig. 14 Seismic record section for the data from the shotpoint at Dinggyê^[14-15]

有穿过印度板块的俯冲带,而是穿过印度板块与拉萨地体的碰撞接触带,或仅仅从俯冲带的边缘掠过。

4 藏北地壳的速度特征与局部熔融

在冈底斯和拉萨地块,不同作者用不同地震方法都发现上部地壳内存在低速层。这个低速层在扇形剖面上从 28°N 到 32°N,成大面积分布。

图 15 是蓬错炮点放炮,向西接受的宽角反射地震记录。在距炮点 100 km 距离内,可清晰地识别出低速层顶面震相 T₃ 和底面震相 T₄^[14-15]。INDEPTH 项目的 CMP 深化和细化了对这一低速层的认识。CMP 剖面发现低速层的反射波呈波状起伏,深度为 15~18 km,在 CMP 剖面上,延伸距离约 200 km(图 10)。局部地区反射振幅很高,高出背景值 13~22db,成为亮点。推断低速层为岩石的局部熔融,亮点为岩浆房^[10,17]。

Makovsky 等^[18]利用三分量宽角地震数据测量亮点反射层的地震波速度,得到亮点的 P 波速度约为 3.2±0.2 km/s,S 波速度约为 1.6±0.8 km/s,认为亮点处含较大游离水质流体,可能为含盐超临界水。

R.Kind 等^[19]对宽频带地震数据所作的接受函数分析、Rayleigh 波相速度频散及 P 波波型模拟,认为在雅鲁藏布江以北存在一个低速带,低速带剪切波平均速度约 3.45 km/s,认为是地壳的局部熔融所引起。低速带南延到雅鲁藏布缝合带处消失,低速带的顶面与 CMP 所确定的亮点一致。

Nelson 等对 INDEPTH 计划的 CMP 解释,认为在藏北地区深度大于 20 km 的地壳,除铁镁质下地壳外,均为局部熔融层^[10](图 10)。

Owens 等^[9]研究远震 SV 波产生的转换波发现,藏北地区的西部,莫霍界面深度由南而北逐步减小,泊松(Poisson)比逐步变大。在拉萨地体处,地壳莫霍界面深约 H_m=74 km,地壳 P 波平均速度约为 V_p=6.0 km/s,泊松比约为 σ=0.27。地壳底部有一层厚约 14 km 的高速层(高速层顶部 V_p=7.2 km/s)。羌塘地体的 H_m=65 km, V_p=6.1 km/s,σ=0.29,松潘—甘孜地体的 H_m=55 km, V_p=6.1 km/s,σ=0.35。Owens 等^[9]认为藏北高原地壳异乎寻常的高泊松比显示由于高温而部分熔融。

Zhu et al^[20]在 1991—1992 年中美合作格尔木—拉萨宽频地震剖面上的 TUNL 台站(位于昆仑山脚)。发现双脉冲 P 波记录,经详细研究,确认双脉冲是台站两侧速度构造的差异所引起(图 16)。剖面显示青海高原地壳速度正常,而藏北高原地壳呈现明显的低速。

McNamara^[21]对西藏及其邻区地幔顶部剪切波(Sn)分布的研究提供了青藏地区下地壳和岩石圈地幔顶部的速度特征的区域资料(图 17)。如以 8.1 等值线为分界,西藏地区地幔顶部剪切波(Sn)低值的南部边界约为班公湖—怒江缝合带,其北部界线到达阿尔金,低速区部分覆盖青海高原的西部。低值区的中心位于羌塘地体内。

由此可见,藏北地区的地壳速度结构尽管还不是非常

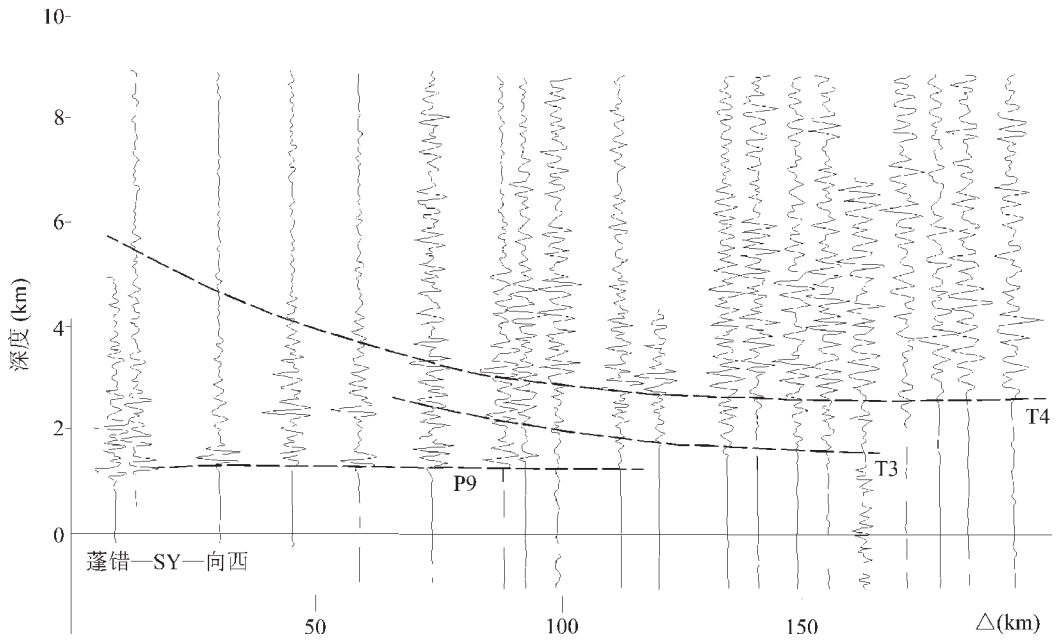


图 15 蓬错炮点放炮向西接受的地震记录^[14,15]

Fig.15 Seismic record section for the data from the shotpoint at Pung Co to the west ^[14,15]

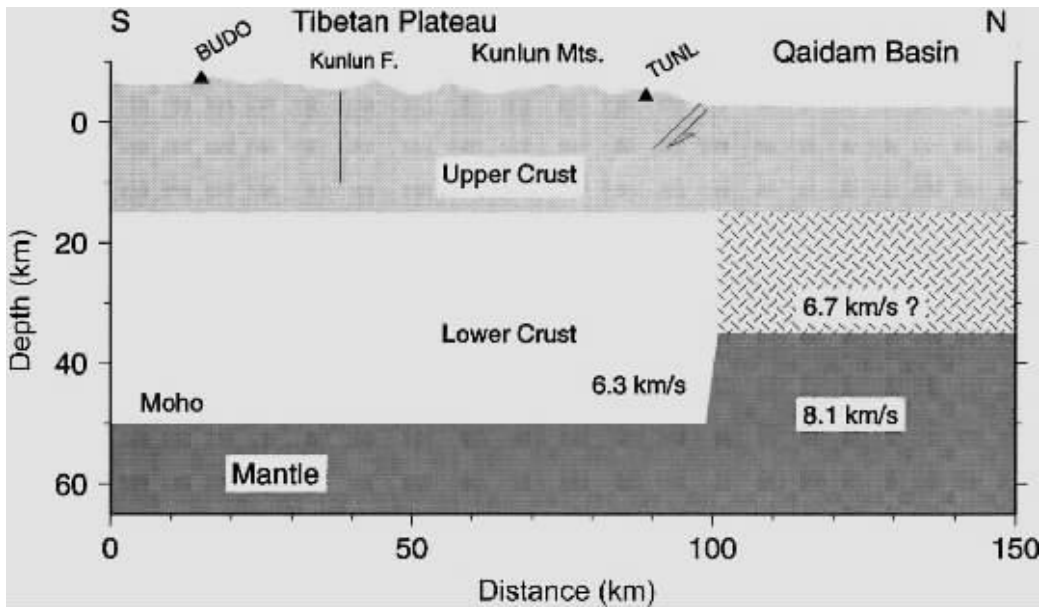


图 16 穿过青海高原与藏北高原的南北向地壳结构剖面^[20]

Fig.16 North-south crustal structure section across the Qinghai Plateau and northern Tibetan Plateau^[20]

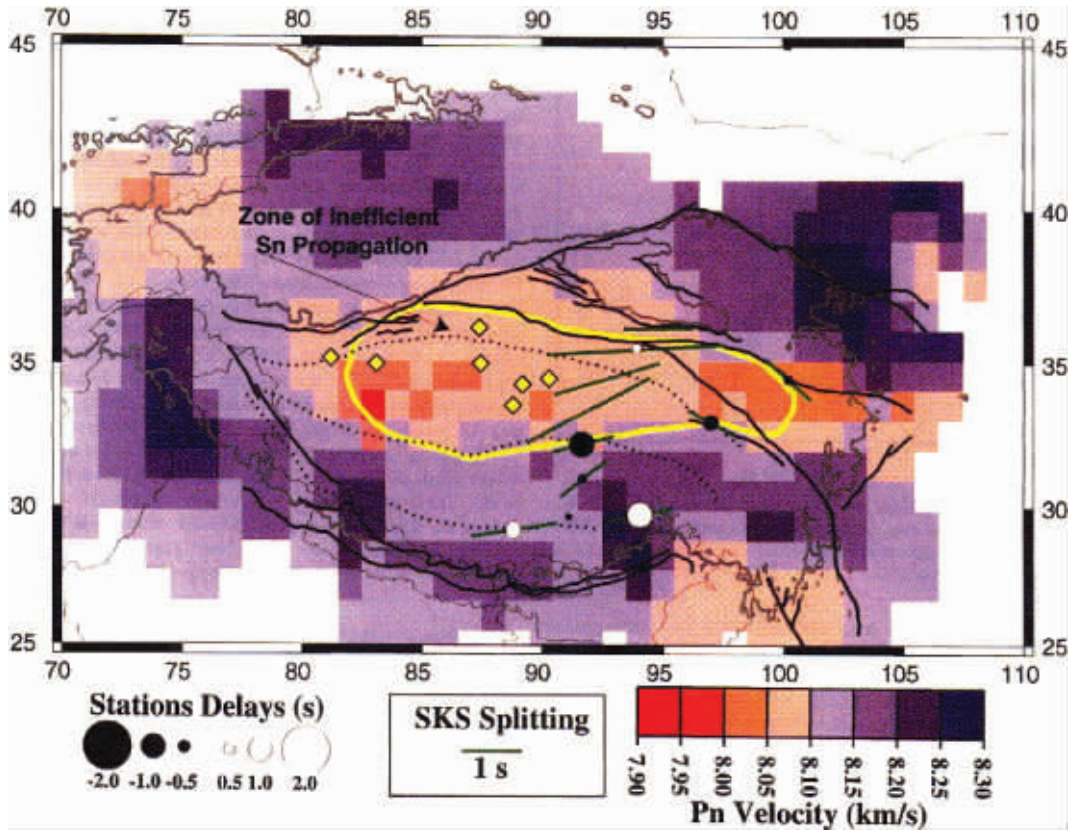


图 17 根据 Pn 波旅行时层析得到的青藏高原下上地幔速度结构^[21]

Fig.17 Upper mantle velocity structure beneath the Tibetan Plateau from Pn travel time tomography^[21]

清楚,但可以归纳得出下列两点共识:

第一,深度为 15~20 km 的上部地壳内低速层在藏北广泛存在,埋藏深度平坦稳定,可能含大量水质流体,是藏北地壳内最富于流变性能的局部熔融层。

第二,紧挨着上述上部壳内局部熔融层,在藏北中地壳大范围出现网络状局部熔融。在羌塘则整个中下地壳均为局部熔融分布地区。

5 藏北的地壳构造

宽角反射和 CMP 在藏北地区都得不到地壳的清晰结构图像。并且都没有探测到莫霍界面。藏北地壳构造的地球物理探测结果扑朔迷离。INDEPTH 的美方合作者在他们的工作总结中认为野外施工中存在质量问题^[22]。用两台 DFS-V 组合起来的 WAVE3 型地震仪有严重的毛病。炮孔深未能达到设计要求的 50 m,只有少于 1%的炮孔深大于 45 m,而只有 1.3%的炮孔深超过 40 m,孔深超过 30 m 的也只有 24%。但笔者认为在藏北地区得不到地壳的清晰结构图像不能完全归罪于 CMP 的质量,而是由于藏北壳幔构造的异常复杂所致。

藏北地区的构造研究,首要的问题是要阐明藏北地区南

北边界构造的性质。南部的印度板块在什么位置向藏北地体俯冲以及它以什么形态俯冲?北部克拉通地块是否向南俯冲?以及它们的碰撞形态。

在青藏高原研究初期,多数学者认为高原的隆升是由于印度板块的向北俯冲,并受到中朝克拉通的阻挡。近年来,多数学者认为青藏高原的隆升不仅由于印度板块的向北俯冲,还由于北部克拉通地块向南俯冲到青藏高原之下,是印度板块与北部克拉通对冲,两者共同作用的结果。对这个双向俯冲最有代表性的地球物理证据是 Kosarev 的工作和他的模型^[23]。

Kosarev 利用宽频地震仪记录的远震 P-S 转换波,发现从雅鲁藏布江缝合带下深 80 km 的莫霍界面开始,有一个向北倾斜的 P-S 波转换带 ZCB,此转换带界面向北延伸,一直到班公湖—怒江缝合带下深 200 km 处。而在藏北则有向南倾斜的断续出现的反射段组成的转换带 NCZ (图 18-A),图中红色代表幅度异常的正值,蓝色则代表负值。图 18-B 是其解释。带斜线红色和蓝色方块是藏北 P 波层析结果。

转换带 NCZ 解释为亚洲地幔向南的俯冲带。转换带 ZCB 解释为印度板块向北的俯冲带,它是印度冷地幔(ILM)和亚洲岩石圈地幔(ALM)之间的界线。当印度板块地幔沿 ZCB

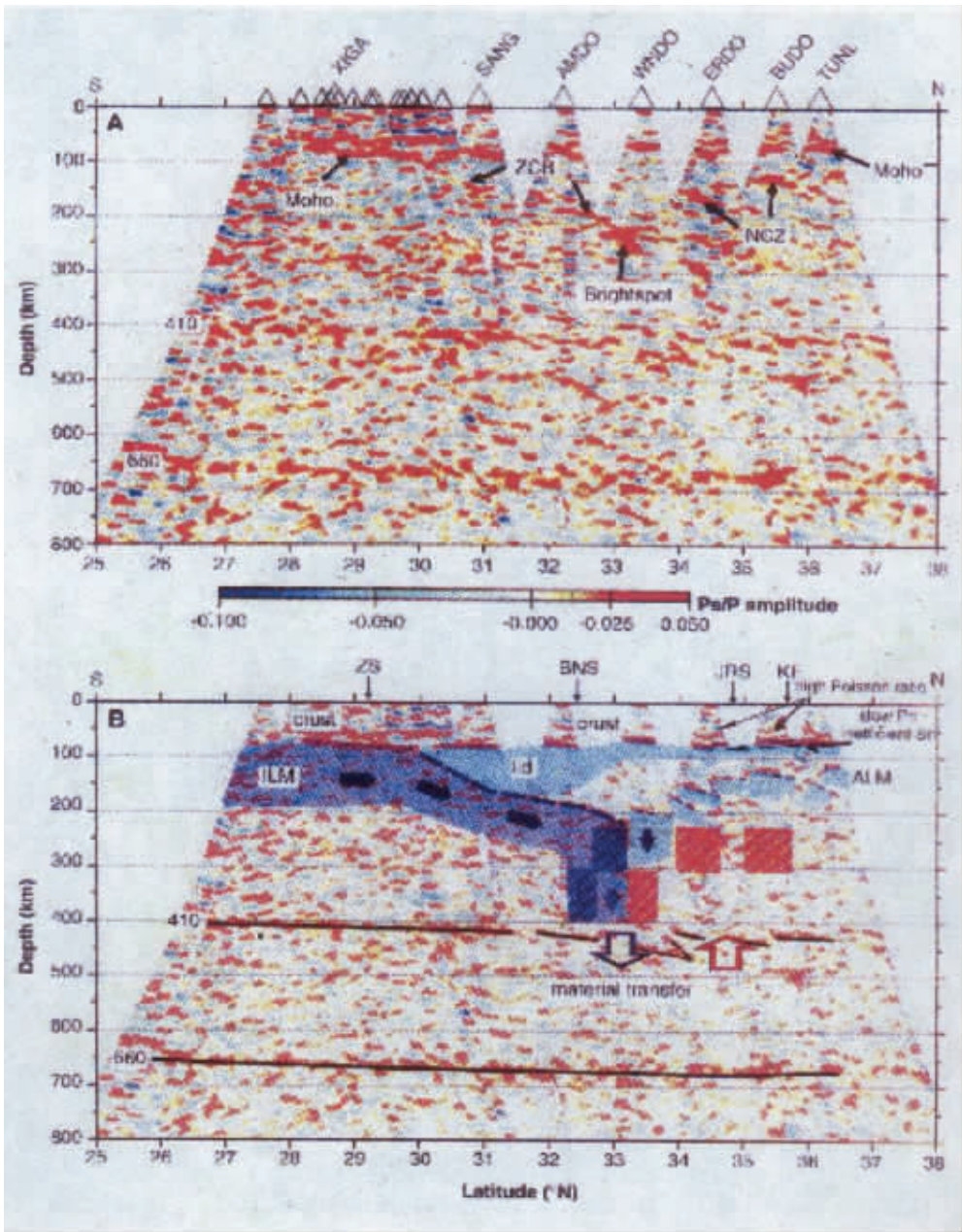


图 18 西藏地震成像及其解释^[23]

Fig. 18 Seismic image of the Tibetan Plateau and its interpretation^[23].

低角度俯冲到班公湖—怒江缝合带后, 转为以高角度向下俯冲。Owens^[9]的模型在印度板块俯冲的形态上和 Kosarev 相似, 也认为印度板块先以低角度向北俯冲, 到达班公湖—怒江缝合带后转为以高角度向下俯冲。Owens^[9]并认为印度板块呈一系列断坡逆冲断层不断向下运移, 使拉萨地体地壳变厚, 并造成拉萨地体的低平均速度和低到正常值的泊松比(图 19)。

笔者对 Kosarev 和 Owens 印度板块的俯冲模型提出质

疑。首先是, INDEPTH 测线极可能没有穿过印度板块俯冲带, 或者说只擦过俯冲带的东缘。在 INDEPTH 测线上印度板块与欧亚板块只发生碰撞, 并没有俯冲。其次, 如果在这条测线上, 印度板块真的像 Kosarev 和 Owens 的模型那样, 从雅鲁藏布缝合带下莫霍界面处先以低角度向北俯冲, 抵达班公湖—怒江缝合带后, 改变方向以高角度俯冲。那么, 从雅鲁藏布江缝合带到班公湖—怒江缝合带之间, 以至于班公湖—怒

江缝合带处应该有一个深度由约 80 km 逐渐加深到 200 km 的地震带与之相对应。但事实上,雅鲁藏布江—怒江缝合带

到班公湖—怒江缝合带之间只有大部分深度小于 15 km 的弥散状浅源地震(图 20)。中源地震主要分布在雅鲁藏布江邻

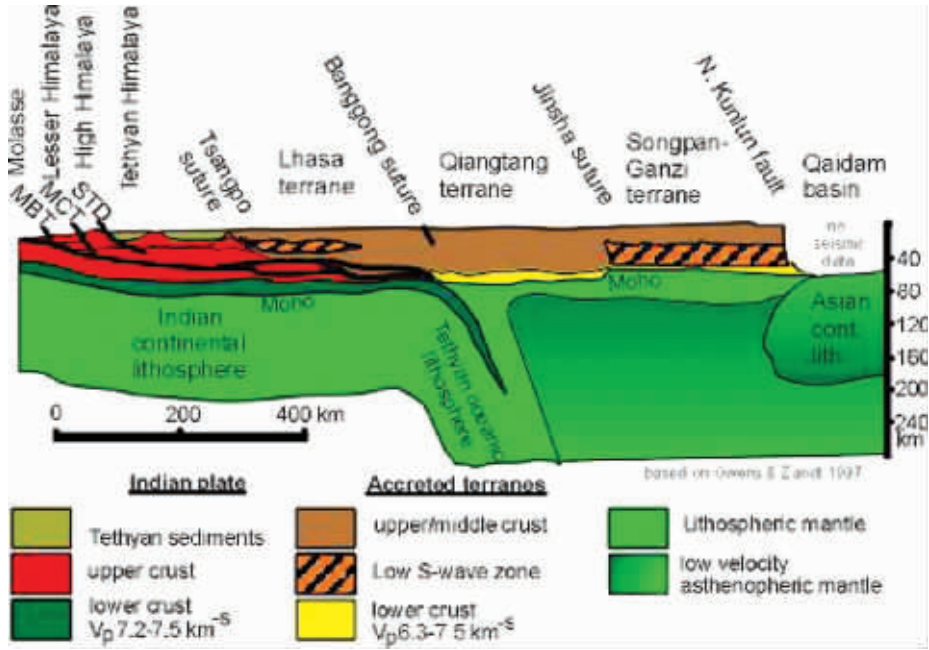


图 19 青藏高原的 Owens 模型^[9]

Fig.19 Owens model of the lithospheric structure of the Qinghai-Tibet Plateau^[9]

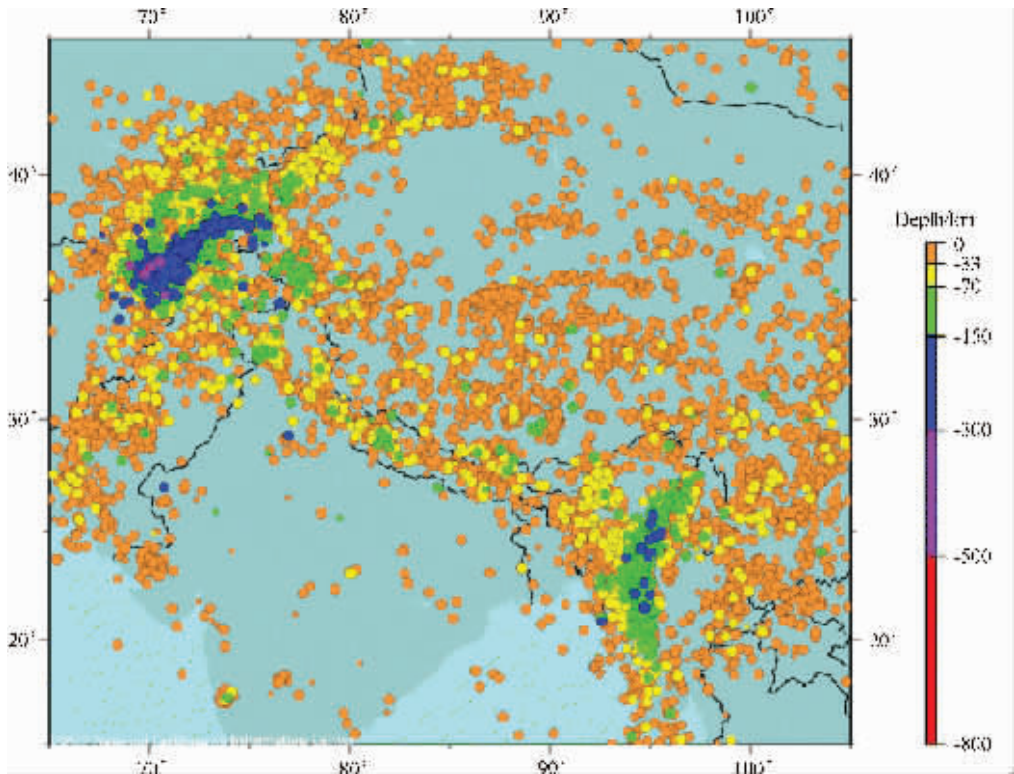


图 20 1973—2002 年间震中深度分布图^[24]

Fig.20 Depth distribution of earthquake epicenters in 1973—2002^[24]

近和喜马拉雅地区。根据中国地震台站记录,西藏发生的中源地震有:1935年5月21日发生的江孜地震(深度140 km),1962年10月18日发生的察隅地震(深度70 km),1974年2月11日发生的昂仁地震(深度236 km),1976年9月14日发生的南木林地震(深度107 km),1980年发生的波密地震(深度90 km),1964年10月19日发生的拉扎地震(深度72 km),1965年12月10日发生的拉扎地震(深度70 km)和1974年7月8日发生的拉扎地震(深度96 km)。它们的数量不多,并且都位于雅鲁藏布缝合带附近。至今,没有地震学证据可以证明ZCB是俯冲带。

Kosarev^[2]解释的第三个疑点是,假设INDEPTH测线已穿过印度板块的俯冲带,并从雅鲁藏布缝合带下莫霍界面处先以低角度向北俯冲,到班公湖—怒江缝合带后,才改变方向以高角度俯冲。那么,在拉萨地体范围内记录时间长达50s的,探测深度应达150 km的INDEPTH反射地震,应该能探测到印度板块的顶板。但从CMP的结果来看,没有发现从雅鲁藏布缝合带到班公湖—怒江缝合带的低角度俯冲带的记录。

笔者认为,P-S波转换带ZCB(雅鲁藏布转换边界)和NCZ(北部转换边界)极可能不是板块俯冲的Benioff带的反映。而是局部熔融区域和未熔融区域的分界线。在ZCB和NCZ以上,岩石局部熔融,而在ZCB以下,岩石未遭局部熔融。

6 青藏高原隆升的液压机模型

对青藏高原的形成机制笔者赞成单俯冲模式,即认为它是由印度板块向北俯冲挤压,在北部和东部受到稳定的地块阻挡而形成。

上面已经说过,在卫星重力异常图(图6~7)上,2—49阶卫星重力异常东西分块。可分出:西部重力正异常区(包括藏西南重力高和可可西里重力高),藏东重力高及藏中重力低(图21)。西藏东部重力正异常分布在都兰、玉树、甘孜、义敦、盐边等地区。它的北部伸入松潘—甘孜地区,南部为三江褶皱带。是一个挤压隆升地区。藏中重力负异常带走向南北。它的西界约从芒崖,经沱沱河,比如到朗县,东界约经察隅、昌都到玉树,包括柴达木地块和昌都地块。它是青藏高原中的一个稳定地块^[7]。

印度板块沿雅鲁藏布缝合带的西部向青藏块体俯冲,在俯冲的初期俯冲方向也可能是斜向的。但随着两陆块体的不断碰撞挤压,它们当今的接触面已成为近于垂直。俯冲带弧后产生的局部熔融高温地幔,在羌塘和可可西里处上升,它的中心约与航磁负异常位置相吻合,它带来的高热使地壳丧失磁性。它的高密度地幔物质并产生一个范围不大的圆形局部重力高(图6~7)。在这个地区还可见到青藏高原独一无二的第四纪火山活动。

为了便于对比,将与INDEPTH同一测线的岩石圈构造作成卡通示意图(图22)。如上所述,图22没有通过印度板块的俯冲带。藏北地壳局部熔融地区整体成漏斗状,漏斗的顶

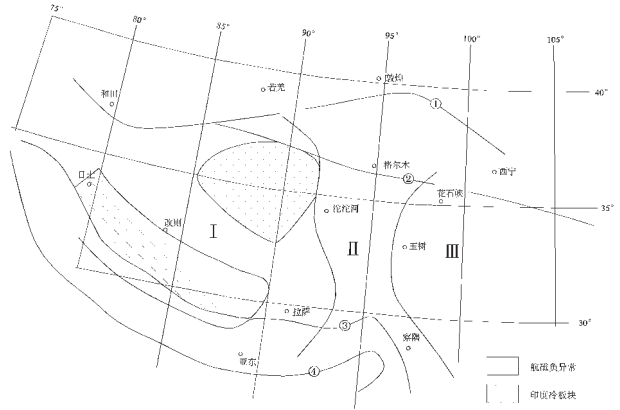


图 21 青藏高原地貌结构卡通图

I—青藏西部重力高; II—青藏中部重力低; III—青藏东部重力高

Fig.21 Cartoon of the mantle structure of the Qinghai-Tibet Plateau

I—Western gravity high; II—Central gravity low; III—Eastern gravity high

部是深度15~20 km处的局部熔融层。它是一个最富于流变性的顶盖。熔融层可能含较大量游离水质流体。它的极强流变性可以解释为什么它会在大面积上保持水平产状。

在这一水平产状的含水质熔融层下的藏北岩石圈,除拉萨地体地壳外,均呈现低速,它们是一个网络状不均匀局部熔融岩石圈。藏北地壳厚度由南向北递减,泊松比递增。说明熔融程度往北增强。P-S波厘定的转换带ZCB和NCZ(图18)是藏北局部熔融岩石圈的下界。羌塘地区上地幔顶部Sn不能有效传播的低速区下是漏斗的漏管处,也是上升热地幔的通道。

笔者认为液传动作用是驱使面积达到240万km²的巨大青藏高原隆升的主要原因。反定理也成立:大面积的地壳整体隆升只能是其下存在液体状态的物质,构造力通过液传递作用,作用在上升地壳上才有可能。

青藏高原的隆升可以比成一台液压机。根据帕斯卡定律,加在密闭液体上的压强,能够保持原来的大小由液体向各个方向传递。如果这个体系是一个液压机,那么如果在面积为S的小活塞上加压力F,小活塞将会把这一压力通过液体的压强传给大活塞,如果大活塞的面积要比小活塞大n倍,为nS,大活塞上的压力就将是nF。所以,它能以较小的力举起巨大的物体。

局部熔融的青藏岩石圈呈现为蘑菇云结构^[2],上升的局部熔融地幔与未被熔融的残留块体并存,局部熔融物质形成网格状通道,组成一个非均匀的液态封闭体系。

加在藏北液态漏斗上的力有印度板块的挤压力,塔里木板块作用于藏北地体的反作用力,岩浆作用和热地幔上升产生的内力……。所有这些作用力都通过局部熔融体中的传

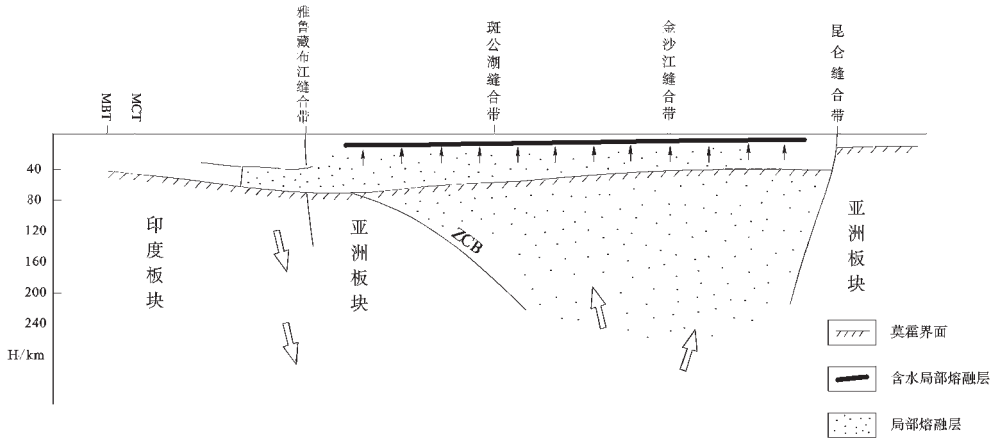


图 22 青藏高原壳幔构造卡通图

MBT—主前缘逆冲断层;MCT—主中央逆冲断层;CZB—雅鲁藏布转换边界

Fig.22 Cartoon of the crust-mantle structure of the Qinghai-Tibet Plateau

MBT- Main Frontal thrust;MCT-Main Central thrust;CZB-Yarlung Zangbo transition boundary

递,加在青藏的上地壳上。青藏地壳内深 15~20 km 低速层处的熔融体下形成一个等压面。在这个等压面的驱使下,在低速层以上未被局部熔融的地壳的底部均匀受力,将它们同步向上抬升到 5 km 的高度。

因而,虽然青藏高原的形成是由于印度板块的俯冲,但它的隆升机制不单纯是一个刚体力学问题,更重要的要考虑到流体的作用,简单的用以刚体假设为前提的板块学说去解释高原的隆升机制是青藏高原研究中的误区。

7 青藏高原隆升期后构造

高原的隆升带来不稳定,西藏高原西部率先隆升后,接着而来的是高原的跨塌,上部地壳向四周流动。在昆仑山以北地区,造成毗连阿尔金断裂的一系列由南西向东北方向推动的叠瓦构造(图 23)。

在昆仑山脉与雅鲁藏布江之间,向东的流动使上部地壳向东部和东南部滑脱。滑脱的上部地壳好像一个巨大的泥石流,它们底部的滑脱面就是深 15~20 km 的含水低速层。到三江地区,这些流动的地壳便折向东南,冲向印支半岛。在这个地壳滑脱带上并引发许多近南北向的裂谷。笔者不同意 Tapponier^[20]提出的青藏岩石圈挤出逃逸,因为没有岩石圈逃逸的地球物理证据。

在雅鲁藏布以南的藏南地区,向南的滑脱推覆形成一系列向南凸出的弧形逆冲断层,其中包括 MCT 和 MBT。塑性的下地壳挤入其四周的下地壳,代替和改造其周边的下地壳。它向南的流动跨过雅鲁藏布缝合带向南挤入藏南形成喜马拉雅高原的新的下地壳,在扇形剖面上,它一直到达 450 km 处,也

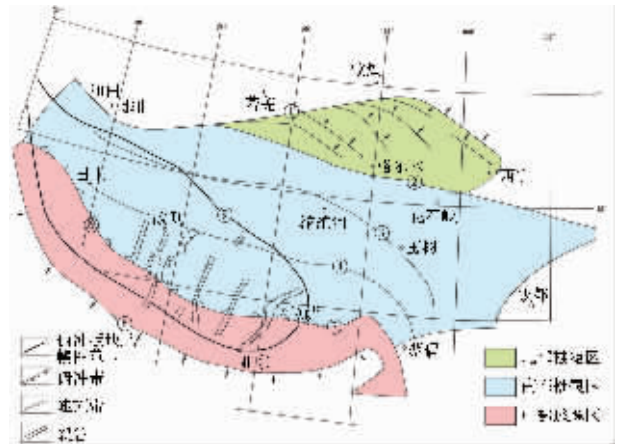


图 23 青藏高原近地表地壳运动

- ①—青藏高原北缘断裂;②—昆仑断裂;③—金沙江断裂;
- ④—班公湖—怒江断裂;⑥—雅鲁藏布江俯冲带;
- ⑦—雅鲁藏布江碰撞带;⑧—青藏高原南缘断裂

Fig.23 Near-surface crustal movement on the Qinghai-Tibet Plateau

- ①-Northern Qinghai-Tibet Plateau marginal fault;②-Kunlun fault;③-Jinshajiang fault;④-Bangong Co-Nujiang fault;⑥-Yarlung Zangbo subduction zone;⑦-Yarlung Zangbo collision zone; ⑧-Southern Qinghai-Tibet Plateau marginal fault

就是扇形剖面发生错位的地方(图 11),这个新的下地壳的顶面即是 MHT。这个挤入的下地壳是低速的, $V_p=6.4 \text{ km/s}$ 。由于

它的挤入,造成与原地的上地壳岩石间的速度差减小,T4震相变弱。同时,造成与原地的上地幔顶部间的速度差增大,使得P_m震相增强,导致在450 km处造成T4震相在450 km以南清晰,向北消失,以及莫霍界面在450 km以北清晰,向南消失的假象。

8 青藏高原的能源资源

能源资源匮乏是一个世界瞩目的问题。

西藏地区有许多含油气或油气有远景的盆地。在巴颜喀拉地体内有可可西里盆地,主要由新近纪—古近纪陆相沉积组成,多洛金构造已发现有油气显示。在羌塘地体内有羌塘盆地和唐古拉盆地,广泛分布三叠纪—侏罗纪浅海相沉积^[27],沉积环境与中东产油地区可以对比。在拉萨地体内有比如盆地、昂拉盆地、措勤盆地、拉萨盆地和日喀则盆地等^[28],均为古近纪及新近纪陆相沉积。其中,伦坡拉盆地已获工业油流^[29]。

所有这些含油气盆地都是青藏高原在挤压隆升中残存下来的中小型盆地。虽然它在古生代—中生代时期属特提斯海的一部分,与中东盛产石油的盆地有相似的沉积环境和产油条件,但由于经历了特提斯洋多次开合演化过程,受到多次构造运动的强烈改造,油气藏构造受到破坏。

除了油气藏外,西藏的热能资源值得严重关注。

上面已经提到,青藏高原岩石圈软流圈上升,地壳上地幔局部熔融,在深15~20 km处,大面积分布稳定的低阻低速层,推测是岩石的局部熔融层,并含高温热水。卫星磁异常出现全球少有的强磁负异常,S_n波不能有效的传布,显示整个青藏高原呈现出一个灼热的岩石圈。意味着青藏高原是一个大热库。在地表,青藏高原位于地中海喜马拉雅地热带中,西藏地热显示区达700多处,其中可供开发的地热显示区342处,绝大部分地表泉水温度超过80℃,地热资源发电潜力超过1 000 000 kW(多吉,天一证券网)。在羊八井热田,在深400~500 m处的热水最高温度达到172℃。1977年已建成第一台1000 kW的发电试验机组,1981和1982年又建成两台3000 kW发电机组,1985年建成装机容量为3000 kW的发电机组。

西藏是一个地热资源极具远景的地区。将西藏地热开发出来,有可能成为一个世界瞩目的巨大的清洁能源基地。但要开发西藏地下热能,对热储的调查与勘探和发电系统都要做大量的研究工作。

9 结论

(1) 青藏地区可以昆仑断裂和雅鲁藏布缝合线为界分为3个岩石圈特征各不相同的区域。在昆仑山脉以北为青海高原,是重力高和重力低毗连出现的盆山结构。在昆仑山脉以南到雅鲁藏布缝合带,为藏北高原,是广泛发生局部熔融的强流变岩石圈。在雅鲁藏布江以南的深部是印度板块分布的地区,其上是印度板块的陆缘沉积,为喜马拉雅高原或藏南高原。

(2) 卫星重力异常、航空磁测、地震条件函数研究、地球

化学资料以及地表地质均揭示,印度板块的俯冲仅发生在亚东—唐古拉一线以西的西藏西部。在亚东—唐古拉一线以东,印度板块与西藏块体间仅仅发生碰撞,但没有发生俯冲。

(3) 藏南是一个向南运动的逆冲推覆系统。INDEPTH反射剖面在藏南发现的主喜马拉雅逆冲断层(MHT)与宽角反射地震扇形剖面得到的T4震相反射面完全吻合。两种地震测深方法得到的结果之间不存在矛盾。T4震相在高喜马拉雅地区没有显示,MHT向南延伸到高喜马拉雅只是一个推论,因而MHT是否为印度板块的俯冲带仍有待于获取新的证据。

(4) 藏北是一个局部熔融占主要地位的岩石圈。藏北岩石圈的局部熔融地区呈漏斗状,深度为15~20 km的上部地壳内的低速层在藏北广泛存在,它的埋藏深度平坦稳定,可能含大量水质流体,是一个最富于流变性能的局部熔融层。紧挨着上述上部壳内局部熔融层,在藏北岩石圈大范围出现分布不均匀的网状局部熔融,呈现为蘑菇云结构。局部熔融体的底部从雅鲁藏布江地区的80 km向北逐步加深到200 km。漏斗的漏管处位于羌塘。

(5) 藏北局部熔融体的形成是由于印度板块向北运移,受到欧亚板块的阻挡,沿雅鲁藏布缝合带向青藏高原高角度俯冲,在弧后羌塘地区产生高热流上升地幔,岩石圈受热发生局部熔融,上升到地壳后向四周漫溢。

(6) 高原的整体隆升是由液压效应所引起(青藏高原的隆升像一台液压机)。印度板块对青藏施加的压力,通过局部熔融体传递到地壳深15~18 km处的熔融层,在其下形成一个等压面。在这个等压面的驱使下,在低速层以上未被局部熔融的地壳的底部均匀受力,将它们同步向上抬升,

(7) 高原隆升期后的垮塌,使上部地壳向四周流动。在青海高原,造成毗连阿尔金断裂的一系列由南西向北东方向推动的叠瓦构造。在雅鲁藏布江以南地区,形成一系列向南凸出的弧形逆冲断层。在昆仑山脉与雅鲁藏布之间,向东的流动便形成地壳的滑脱构造,不存在岩石圈的挤压逃逸构造。

(8) 青藏高原的隆升是一个流体力学问题,而不是一个刚体力学的问题。单纯用以刚体假设为前提的板块学说去解释高原的隆升机制是青藏高原研究中的误区。

(9) 青藏高原的深部是一个大热库,西藏热储的开发利用是一个重大的研究课题。

参考文献(References):

- [1] 左愚,刘立言,李跃秋.自由空气重力异常图[A].见:袁学诚主编.中国地球物理图集[C].北京:地质出版社,1996.26.
Zhu Yu, Liu Liyan, Li Yiaoqiu. Free air gravity anomaly [A]. In: Yuan Xuecheng. (ed.). Atlas of Geophysics in China [C]. Beijing: Geological Publishing House, 1996. 26(in chinese).
- [2] 安振昌,徐元芳,王月华. MAGSAT 卫星磁力异常图[A]. 见:袁学诚主编.中国地球物理图集[C].北京:地质出版社,1996.10.

- An Zhenchang, Xu Yuanfang, Wang Yuehua. MAGSAT Anomaly[A]. In: Yuan Xuecheng (ed.), Atlas of Geophysics in China [C]. Beijing: Geological Publishing House, 1996. 10(in Chinese).
- [3] 朱介寿, 严忠琼, 姚宇峰. 莫霍界面深度图[A]. 见:袁学诚主编. 中国地球物理图集[C]. 北京:地质出版社, 1996. 82.
- Zhu Jiushou, Yan Zhongqiong, Yao Yufeng. Moho Depth [A]. In: Yuan Xuecheng (ed.). Atlas of Geophysics in China [C]. Beijing: Geological Publishing House, 1996. 82(in Chinese).
- [4] 肖序常, 李廷栋, 李光岑, 等. 喜马拉雅岩石圈构造演化总论[M]. 北京:地质出版社, 1988. 236.
- Xiao Xuchang, Li Tingdong, Li Guangcen, et al. Tectonic Evolution of the Lithospheric of the Himalayas [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1988. 236(in Chinese).
- [5] Molnar P, Tapponier P. Active tectonics of Tibet[J]. J.Geophys. Res., 1978,83:5361~5375.
- [6] 宁津生, 李建成, 陈建国, 等. 2-49 阶卫星重力异常图 [A]. 见:袁学诚主编. 中国地球物理图集[C]. 北京:地质出版社, 1996. 34.
- Ning Jinsheng, Li Jiancheng, Chen Jianguo, et al. 2-49 Satellite gravity anomaly[A]. In: Yuan Xuecheng(ed). Atlas of Geophysics in China [C]. Beijing: Geological Publishing House, 1996. 34 (in Chinese) .
- [7] 袁学诚. 论中国西部岩石圈三维结构及其对找寻油气资源的启示 [J]. 中国地质, 2005,32(1):1~12.
- Yuan Xuecheng. 3D lithospheric structure of western China and its enlightenment on petroleum prospecting[J]. Geology in China, 2005, 32(1):1~12(in Chinese with English abstralt).
- [8] Bowin C. Depth of principal mass anomalies contributing to the Earth's geoidal undulations and gravity anomalies [J]. Marine. Geodesy, 1983, 7(1):61~101.
- [9] Owens T J, Zandt G. Implications of crustal property variations for models of Tibetan plateau evolution[J]. Nature, 1997, 387: 37~43.
- [10] Nelson D, Zhao W J, et al. Partially molten middle crust beneath Southern Tibet: Synthesis of Project INDEPTH results [J]. Science, 1996, 274: 1684~1690.
- [11] Zhao W J, Nelson K D, et al. Deep seismic reflection evidence for continental underthrusting beneath southern Tibet[J]. Nature, 1993, 366: 557~559.
- [12] Hirn A, et al. Crustal structure and variability of the Himalayan border of Tibet[J]. Nature, 1984, 307: 23~25.
- [13] Hirn A, et al. Lhasa block and boarding sutures- a continuation of a 500 km Moho tranverse through Tibet[J]. Nature, 1984,307: 25~27.
- [14] Wang Shi, Lu Deyuan, Huang Liyuan, et al. Velocity distribution characteristics and N-S variation of the depth of the Earth's crust in the Xizang(Tibet) Plateau[A]. In: Proceedings of the International Symposium on Geology of the Himalayas[C]. 1984, 150~151.
- [15] 王式. 地震测深资料研究西藏高原地壳结构[J]. 地质矿产部地球物理地球化学勘查研究所所刊, 1985, 243~152.
- Wang Shi. Seismic Study crustal structure of Tibetan Plateau[J]. Bulletin of Institute of Geophysical and Geochemical Exploration, Ministry of Geology and Mineral Resources, 1985, 243~152.
- [16] Yuan Xuecheng. Crustal Structure in Qinghai-Tibet Plateau from Deep Seismic Sounding Investigation, Deep Seismic Sounding and Crustal Tectonics[A]. In: Proceeding of the Internationa Symposium on Deep Seismic Sounding Tranverses, Bhubaneswar, India, Suroor Printing Press, 1985, 71~82.
- [17] Brown L D, Zhao W J, Nelson K D, et al. M. Bright Spots, Structure, and Magmatism in Southern Tibet from INDEPTH Seismic Reflection Profiling[J]. Science, 1996, 274: 1688~1690.
- [18] Makovsky Y, Klemperer S L. Measuring the seismic properties of Tibetan bright spots: Evidence for free aqueous fluids in the Tibetan middle crust[J]. JGR, 1999, 104(B5), 10795~10825.
- [19] Kind R, Ni J, Zhao W, et al. Evidence from earthquake data for a partially molten crustal layer in southern Tibet [J]. Science , 1996, 274: 1692~1694.
- [20] Zhu l. Helmburger dv. Moho offset across the northern margin of the Tibetan plateau[J]. Science, 1998, 281: 1170~1172.
- [21] McNamara D E, Walter W R, Owens T J, et al. Upper mantle velocity structure beneath the Tibetan plateau from Pn travel time tomography[J]. J.Geophys. Res. 1997, 102: 493~505.
- [22] Brown L D. Project INDEPTH: An Evaluation of Sino-US Collaborative Activities during Phase II, 1994, 7, 9, Cornell University INDEPTH Web.
- [23] Kosarev G, Kind R, Sobolev S V, et al. Seismic evidence for a detached indian lithospheric mantle eneath Tibet [J]. Science, 1999, 283: 1306~1309.
- [24] Arda Ozacar. Tibet, Web page of Tibet, 2005.
- [25] 袁学诚. 秦岭岩石圈速度结构与蘑菇云构造模型[J]. 中国科学(D 辑), 1996, 26(3): 209~215.
- Yuan Xuecheng. Velocity structure of the Qinling lithosphere and mushroom cloud model[J]. Science in China(Series D), 1996, 36(3): 235~244.
- [26] Tapponnier P, Molnar P. Slip line field Theory and Large-scale Continental Tectonics[J]. Nature, 1976, 284, (5584), 319~324.
- [27] 陈富文, 何国琦, 李华芹. 论东天山觉罗塔格造山带的大地构造属性[J]. 中国地质, 2003, 30(4): 361~366.
- Chen Fuwen, He Guoqi, Li Huaqin. Tectonic attribute of the Qoltag orogenic belt in the East Tianshan Mountains, northwestern China[J]. Geology in China, 2003, 30(4): 361~366 (in Chinese with English abstract).
- [28] 曹圣华, 罗小川, 唐峰林, 等. 班公湖—怒江结合带南侧弧—盆地时空结构与演化特征[J]. 中国地质, 2004, 31(1): 51~56.
- Cao Shenghua, Luo Xiaochuan, Tang Fenglin, et al. Time-space structure and evolution of the arc-basin system on the southern side of the Bangong Co-Nujiang junction zone [J]. Geology in China, 2004, 31(1): 51~56 (in Chinese with English abstract).
- [29] 张渝昌, 等. 中国含油气盆地原型分析[M]. 南京: 南京大学出版社, 1997.
- Zhang Yuchang, et al. Prototype Analysis of Petroliferous Basins in China[M]. Nanjing: Nanjing University Press, 1997 (in Chinese with English abstract).

3D lithospheric structure of the Qinghai–Tibet Plateau and hydraulic pressure machine model of the plateau uplift

YUAN Xue–cheng¹, LI Ting–dong², XIAO Xu–chang², JIANG Mei², GENG Shu–fang²

(1. *Center of Research and Development, China Geological Survey, Beijing 100057, China;*

2. Chinese Academy of Geoscience, Beijing 100037, China;

3. Institute of Geology, Chinese Academy of Geoscience, Beijing 100037, China)

Abstract: The lithosphere beneath the Qinghai–Tibet Plateau may be divided into three areas with different geophysical characteristics by the Kunlun fault and the Yarlung Zangbo suture. To the north of the Kunlun fault is the Qinghai Plateau, which is a basin and range area with contiguous gravity highs and gravity lows. To the south of the Yarlung Zangbo suture is the southern Tibetan Plateau, which belongs to the Indian plate, covered by continental–margin sediments of the Indian plate. Its crustal structure is marked by a south–vergent thrust nappe system. The Main Himalaya Thrust (MHT) found in southern Tibet by the INDEPTH reflection profile coincides with the T4 reflector obtained by wide–angle seismic reflection fanshooting. The fanshooting profile extends through the Himalaya, but the T4 reflector is not displayed there. The extension of the MHT to the Higher Himalaya is merely a deduction. Therefore, whether the MHT does exist needs new evidence. The region from south of the Kunlun Mountains to the Yarlung Zangbo suture is the northern Tibetan Plateau, where the partially melted, strongly rheological lithosphere occurs. The area of partial melting is funnel–shaped. The prevalent low–velocity layer in the upper crust at 15~20 km depth in northern Tibet is the most rheological partially melted layer. With a persistent burial depth, this layer probably contains abundant water. Immediately below the aforesaid partially melted layer, there appears netlike inhomogeneous partial melting. The depth of the base of the partially melted body increases gradually from 80 km in the Yarlung Zangbo River northward to 200 km. The bottom tube of the funnel is situated at Qiangtang–Hoh Xil. The partially melted body in northern Tibet is formed by the back–arc high heat flow in the Qiangtang–Hoh Xil area produced by high–angle subduction of the Indian plate along the Yarlung Zangbo suture beneath the Qinghai–Tibet Plateau as the northward movement of the Indian plate was hindered by the Asian plate. Satellite gravity anomalies, aeromagnetic anomalies, seismic receiver function study, geochemical data and surface geological observations all show that the subduction of the Indian Plate along the Yarlung Zangbo suture only occurred in western Tibet west of the Yadon–Tanggula line, while in eastern Tibet east of the Yadon–Tanggula line, there only occurred collision between the Indian plate and the Tibet block rather than subduction of the former. The wholesale uplift of the Qinghai–Tibet Plateau resulted from the effect of hydraulic pressure. The Qinghai–Tibet Plateau was like a hydraulic pressure machine and the various stresses produced during the subduction of the Indian plate were transferred through partially melted rocks to the partially melted layer at 15~20 km depth, forming an equi–pressure surface. Driven by this equi–pressure surface, the bottom of the not partially melted crust above the low–velocity layer was uplifted synchronously. At the end of the plateau uplift, the collapse of the plateau caused the upper crust to flow at all sides, thus forming a series of NE–directed imbricate structures on the Qinghai Plateau, a series of arcuate thrusts convex southward south of the Yarlung Zangbo. Between the Kunlun fault and Yarlung Zangbo suture the eastward flow resulted in the formation of detachments in the upper crust. Although the formation of the Qinghai–Tibet Plateau is due to the subduction of the Indian plate, its uplift is not merely a rigid dynamic problem, but more importantly we should consider the fluid processes and cannot explain the plateau uplift mechanism simply using the plate theory based on rigid bodies. The deep part of the Tibetan Plateau is a vast heat reservoir; so the exploitation and utilization of the heat reservoir are an important research subject.

Key words: Qinghai–Tibet Plateau; 3D lithospheric structure; hydraulic pressure machine model of the plateau uplift; subduction of the Indian plate

About the first author: YUAN Xue–cheng, male, born in 1928, senior geophysicist, mainly engages in the geophysical study of the deep interior of the Earth; E–mail: xcyuan@263.net.cn.