地 质 学 报
1989 年 ACTA GEOLOGICA SINICA 第 4 期

青藏高原亚东-格尔木地学断面[1)]

吴功建 肖序常 李廷栋[2)]
(中国地质科学院，北京)

据大量的地质资料和地球物理数据，对青藏高原划分了 6 个地体，虽然该区地壳是分块的，但该区仍是一个独立完整的岩石圈构造单元；若从安多分界，南北地壳结构、构造不同。南部构造复杂，北部简单。经研究本区地壳的缩短与加厚，主要与板片俯冲和逆冲、叠覆等 8 种因素有关。本区隆升的力学机制，可能是以印度板块向北挤压力为主，同时受到欧亚板块向南挤压力。这种双向挤压力，导致软流圈运动，同时还受到核幔边界突起热的影响。

岩石圈研究是 80 年代地学前沿课题，地学断面的编制与研究则是 80 年代后 5 年的重要研究课题[3),4)]，全球地学断面最初计划为 200 条[1]，后改为 175 条，青藏高原地学断面是其中之一。我们以北美 B_2 剖面[2,3]为样板，在国际岩石圈委员会 (ICL)、CC-7, GGT 协调组所发的统一编图指南的要求下，收集了前人在青藏高原所作的各种地质、地球物理和地球化学资料，并补作了一些地质和地球物理的野外工作，通过综合研究，编出了 1:100 万青藏高原亚东-格尔木地学断面图[5)](图 1)，并取得了一些新的认识。

一、青藏高原是一个拼合的大陆[4—9]

(一) 地体的划分

地体划分的原则是以断层为边界的具有区域性延伸的地质实体。两个地体之间具有不同的地质发展历史，但在同一地体内，沉积、构造、岩浆活动和变质作用应当是统一的和连贯的。我们在亚东-格尔木地质条带图中，划分出 6 个地体 (图 2)。

(二) 各地体的演化史

从时空流程图中可以清楚地看出上述各地体的演化过程：

---

1) 本项目是由中国国家自然科学基金委员会和地矿部共同资助的。

2) 参加本项目有中国地质科学院岩石圈中心、地质所、562 队、中国科学院地质所和地球物理所、中国地质大学(北京)、长春地质学院、地矿部航测大队等 8 个单位；参加工作项目的专题组长有黄怀曾、崔军文、高锐、刘训、崔作舟、沈显杰、余钦范、程庆云、孟令顺、董学斌以及滕吉文、周姚秀、尹周勋等数十名研究人员，图件由谢良珍编制设计。

3) Report on Meeting Global Transects, San Francisco, Dec. 10—11, 1985.

4) Monger, J. W. H., 1986, The global geoscience transects project.

5) 地质论评，1989，第 4 期。

本文 1989 年 1 月收到，8 月改回，王毅编辑。

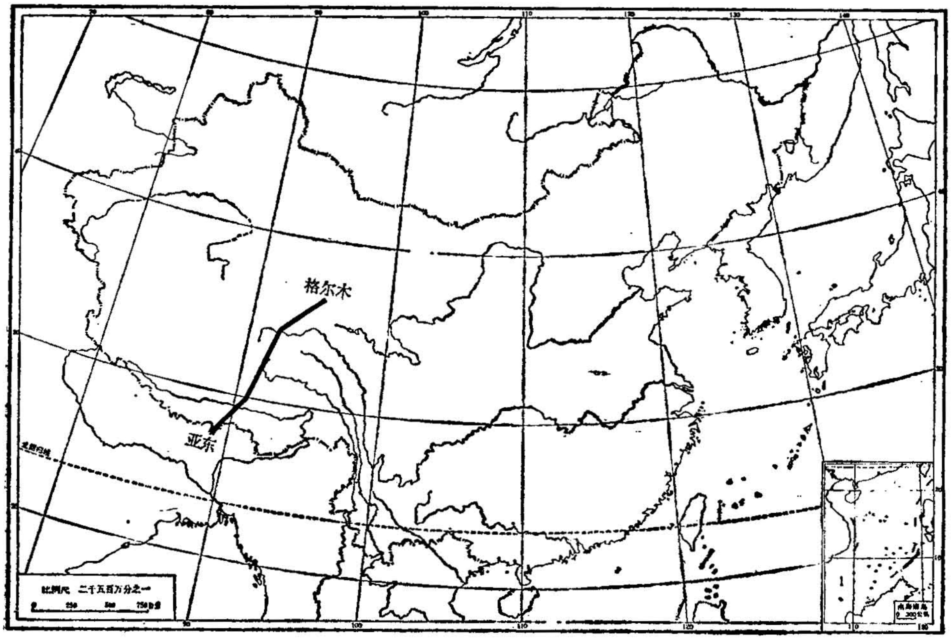

图 1 亚东-格尔木地学断面位置图

Fig. 1 The location of geoscience section from Yadong to Golumud

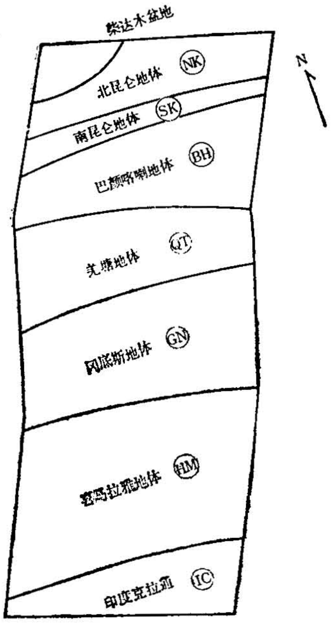

图 2 地体划分示意图

Fig. 2 Sketch map of different terranes

1. 喜马拉雅地体

包括主边界断裂以北的喜马拉雅山的主体在内，属印度板块的北部。基底为前寒武纪的深变质结晶岩系。古生代发育了一套地台型沉积盖层，晚古生代具有特征的冈瓦纳相沉积及冷水动物群。在其末期沿雅鲁藏布江打开和扩张，该地体成为印度板块北侧被动大陆边缘的一部分。中生代后期，康马以南仍为台型的陆棚-台地沉积，康马以北形成大陆边缘的陆坡-陆隆沉积。随着印度板块向欧亚陆块的俯冲与碰撞，到中始新世海水完全从这里退出，并产生一系列由北向南推挤的推覆构造。

古生代末至中生代早期，新特提斯洋打开，并不断扩张形成洋盆。据古地磁资料，其宽度可达 1500 km 以上。其后，由于印度板块不断向北运动，该洋盆的洋壳不断向北俯冲，形成沟弧盆体系。到晚白垩世，陆块互相碰撞，从而洋盆消失，只残留下一套深海沉积，混杂堆积和蛇绿岩套，即著名的雅鲁藏布江缝合带。

2. 冈底斯地体

该地体具有与印度克拉通同样的基底及古生代的盖层，特别是近年来多处发现了冈瓦纳相沉积及冷水动物群。中生代早期该地体北侧的“中特提斯洋”洋壳不断俯冲，最后闭合，而南侧雅鲁藏布江带“新特提斯洋”打开，导致该地体与北侧的大陆拼合。在该地体南缘，三叠纪时有火山活动，侏罗-白垩纪时形成了具有弧前盆地、岩浆弧、弧内盆地及弧后盆地特征的活动大陆边缘。

在该地体北部可能于二叠-三叠纪时地壳拉开而形成“中特提斯洋”，但发现仅在侏罗纪早期局部地区存在有洋壳，并向北俯冲。至晚侏罗世以前洋壳消失，残留了东巧一带的蛇绿岩套——即以前所称的班公湖-怒江缝合带。

3. 羌塘地体

对该地体基底的性质尚有不同的认识，而对其古生代盖层多数人认为属扬子型沉积，但冈瓦纳相沉积及冷水动物群已明显越过了班公湖-怒江带，到达了本地体的南部。古生代末期发生了一系列的开裂。中生代早期地体内部的结扎群为地台型盖层，而北缘同一时期的巴塘群为活动型的陆缘火山弧产物，中晚侏罗世广泛分布的雁石坪群为活动陆棚-浅海相沉积。

在乌兰乌拉-金沙江断裂的东、西部均有超基性岩和蛇绿岩套发现，特别是在玉树、治多一带发育较好，金沙江上游有中、晚三叠世的深海放射虫硅质岩与蛇绿岩套共生，代表了一个在二叠纪打开的洋盆，三叠纪末封闭，形成金沙江缝合线。

4. 巴颜喀拉地体

该地体出露最老的地层是晚古生代早期的稳定台型沉积，二叠纪为开裂时期，三叠纪巴颜喀拉群总厚度可达 10km，属冒地槽型陆源碎屑复理石层系，代表了三叠纪的大陆边缘海槽，印支运动使其封闭结束。在巴颜喀拉山北侧分布有一条蛇绿岩带，在带内的硅质岩中，其放射虫的时代为早-中三叠世。带内还有二叠纪的滑塌堆积，它代表二叠纪时打开的小洋盆，至中三叠世以后封闭，姜春发等称之为“东昆仑南缘离合带”。

5. 南昆仑地体

该地体的基底为晚元古代(？)万宝沟群，奥陶系纳赤台群为一套大洋型沉积，其中可能包括时代稍晚一些的滑塌沉积，其后有过一次俯冲。晚古生代-三叠纪再次开裂，接受地槽型沉积，并有大规模中酸性侵入活动。

6. 北昆仑地体

该地体的基底为元古代金水口群和冰沟群，可与扬子克拉通的基底相对比。在早古生代这里有优地槽沉积，到晚古生代为陆相-海相火山-沉积建造。有人据香日德一带的超基性岩及昆仑北坡的泥盆-石炭纪火山岩，认为有晚古生代的俯冲及沟弧盆系，其北和柴达木盆地之间为一隐伏的大断裂，后期表现为向北的逆冲。

（三）关于冈瓦纳古陆与欧亚大陆的分界问题

从生物地理区系的划分来看，中石炭世—早二叠世冈瓦纳古陆北缘的冰水沉积物及冰水生物群往北也越过班公湖-怒江一线；而特提斯暖水生物群往南也越过班公湖-怒江一线，有明显的混生现象。以舌羊齿为代表的冈瓦纳植物群与以大羽羊齿为代表的华夏植物群也混生在一起，这对确定冈瓦纳古陆和欧亚大陆之间的界线造成了困难，因而一直存在着不同的看法，目前我们似乎可暂以安多-丁青断裂带作为两个大陆的分界线。

（四）地球物理方法在划分地体中的应用

应用地球物理方法对地体的划分，主要是对地下进行分块，但地下块与块的边界常与地质所确定的断裂位置不完全吻合，因为深部的情况比较复杂。

1. 地震测深

在地体边界的断裂带上，有的显示为等速度线的明显梯度带，有的则显示为莫霍面的

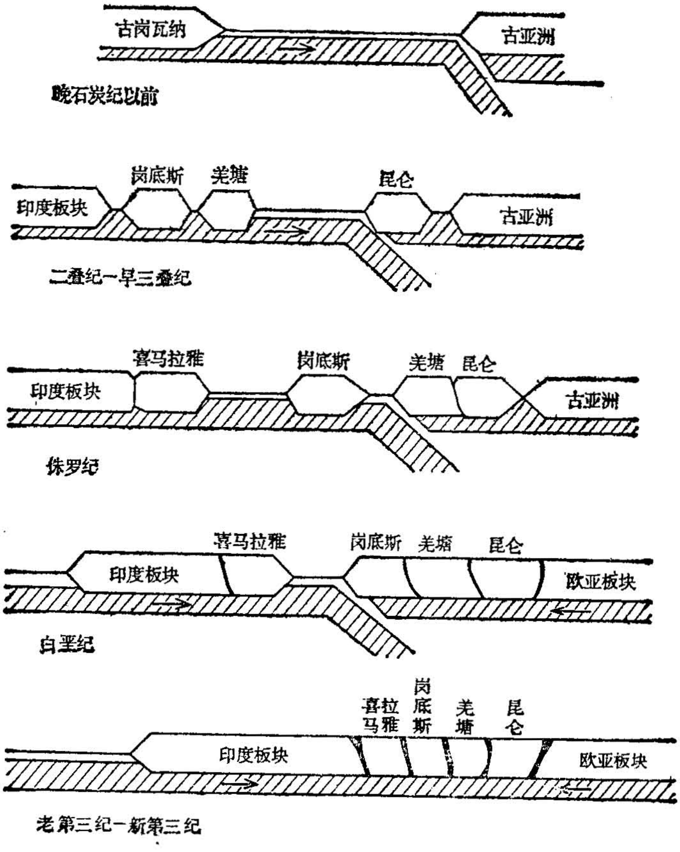

图 3 地体拼贴演化示意图

Fig. 3 The evolution of terranes

错断。

2. 大地电磁测深

从 0—100km 的视电阻率等值线图上来看，其分块性十分明显，基本上与所分的地体一致。

3. 重磁特征

无论从航磁数据的图象处理，或是利用最小波长为 80km 计算的长波长磁异常图的特征，以及向上延拓 100km 的重磁曲线作相关分析，均可划出 5 — 6 个块体，但与地体的划分不完全一致。

（五）古地磁结果[10,11]

综合前人和我们所作的古地磁结果，可以初步认为，在古生代时青藏高原主体部分的地理位置处于南半球的中低纬度地区，柴达木盆地在晚石炭世时已处于北纬 20 多度，估计在三叠纪早期（？）南北昆仑已漂移到北纬地区，羌塘地体可能在侏罗世时与南北昆仑拼合，冈底斯地体估计在晚侏罗世至白垩纪与羌塘拼合，喜马拉雅地体和冈底斯地体在晚白垩世至老第三纪拼合，至此青藏高原拼合成一个统一的大陆，反映了欧亚大陆不断增生的过程（图 3）。

（六）青藏高原的岩石圈显示为一个独立的构造区

据地球物理各种方法测量结果表明，青藏高原地壳的分块性较明显。而卫星重力和磁卫星（MAGSAT）的图象表明，青藏高原的自由空气异常为一独立的正异常，MAGSAT 为一负异常，两者均显示出青藏高原的岩石圈结构、构造为一独立完整的构造区，以区别于其他地区。

二、青藏高原南北地壳结构、构造的明显差异

根据多次地球物理调查的大量资料（特别是这次地球物理调查的资料）表明，以安多为界其南北两部分在地壳结构、构造等方面具有明显不同（图 4）。

（一）地 壳 厚 度[12—18]

根据地震测深结果，青藏高原地壳平均厚度约 70 km，地壳的平均速度为 6.2—6.3 km/s。在断面两端较浅，北部格尔木为 58km，南部喜马拉雅山之下为 53km。用重力结合地震反演的莫霍面其最深处在北部的羌塘地区。利用磁的壳源场，采用长波长反演的磁性下界面基本在地震反演的莫霍面上下，从 3 种方法结果对比来看，莫霍面的深度基本趋于一致。这与 Patton（1980）的模型，用相速度算出的莫霍面为 70km 是吻合的。

（二）岩 石 圈 厚 度[19,23]

根据地震面波的资料反演，青藏高原岩石圈的厚度为 90—120km。我们利用大地电

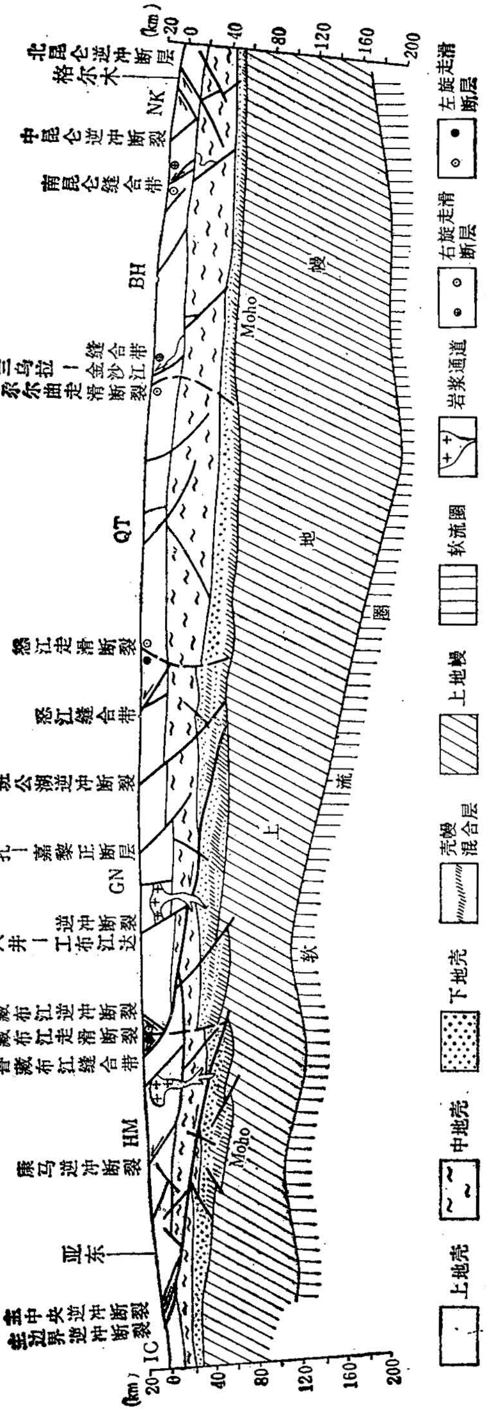

图 4 本断面的地质解释图

Fig. 4 Geological interpretation section.

磁测深的结果计算的厚度为 120—200km，其趋势是南部较浅，北部较深，与地壳厚度呈同像反应。

(三) 低速高导层[24,25]

断面南部从亚东到安多，地壳内有上下两个低速层和高导层，两者位置大体一致。上部低速高导层在喜马拉雅山到羊八井一段，层厚 4—9km，层速度为 5.6—5.8km/s，而纳木湖到安多一段，低速低阻层较薄，此层在 20—30km 深处；下部低速低阻层，层厚 14km 至极薄，层速度为 6.0—6.2km/s。此层在 50km 深处；断面北部的沱沱河到格尔木一段的地壳只有上部低速高导层，而没有下部的低速高导层。从大地电磁的高导层来看，其连续性很好，从视电阻率值的分布来看，从几 $\Omega\cdot m$—几百 $\Omega\cdot m$，但相对于上、下部的高阻来说同样显示为低阻，从整体来说高导层是含溶液(或水)的滑脱层，局部数值较低的高导层可能是局部熔融。

(四) 地　热　流[26,27,28]

青藏高原共获得 12 个地热流值。在安多以北，地热流值较低，接近于背景值；其值为几十 mW/m^2，是较冷的地壳；安多以南，热流值较高，其值为 91—364mW/m^2，是较热的地壳，青藏高原并不是整个地壳都是热的，显示了高原地壳北老南新，北冷南热的特征。

(五) 地壳的活动性

从岩石圈的深度看，在羊八井出现上地幔上隆；在磁化率构造填图中，断面南部有壳内低磁区，并与地震计算的速度扰动区相一致，可能是尚未冷却的岩浆体；而北部则没有，这显示了南部地壳活动性强，而北部较稳定。

(六) 重 力 均 衡

从条带均衡图中可知，青藏高原除断面南部的喜马拉雅山，和北部柴达木地区有正或负的异常外，其它地区基本在零值上下变化，最大不超过 $\pm 20\times 15^{-5}m/s^2$。南部的喜马拉雅山有 $69.3\times 10^{-5}m/s^2$ 的正均衡异常，显示了它正处于山根质量补偿不足的情况下，是非均衡状态，断面的其它地区是处于均衡状态的。

总之，南部地壳构造复杂，北部则较简单；南部是厚壳薄幔，北部是厚壳厚幔；地壳南热北冷；北部碰撞较早，而南部碰撞较晚；南部地壳活动性强，北部地壳较稳定，以上说明，南北地壳构造是有显著差异的。

三、高原地壳的隆升和力学机制的探讨

通过重建地球物理模型，认为促使青藏高原地壳加厚和隆升的因素是多方面的，是极其复杂的。

(一) 地壳缩短和加厚的因素

1. 岩片的俯冲或仰冲

随着陆-陆碰撞、陆内俯冲，相继形成了若干板片的逆冲构造。板片与板片之间形成

脆性和塑性形变，具有韧性剪切带的特征，近水平流劈理(叶理面)、同斜褶皱、近平卧褶皱及近南北向垂直山链的拉伸线理发育在剪切带主界面附近。从大地电流测深结果看，壳内板片的俯冲有两期，一是从雅鲁藏布江到蓬错；另一是从康马到羊八井，前者可能是洋壳俯冲，后者可能是陆内俯冲，至于怒江与金沙江的俯冲，在地球物理资料中显示不好，显示的只是被改造后的构造。在上地壳内还反应出 3 处明显的逆冲构造：①尼木到安多；②曲尔朵元到金沙江；③ 南北昆仑，它们叠覆起来使地壳约缩短了 500km 左右。

2. 热的作用[29]

从美国麻省理工学院、哈佛大学和加州理工学院的学者所做关于地核与其上的地幔交界处的地震层析 (CT) 结果来看，西藏高原在核幔边界上显示了一个突起，它将有可能比邻区要热，这个突起的热源可能是造成青藏高原，形成世界最高山峰的深部原因。

3. 壳幔混合作用[30]

从地震测深的结果来看，青藏高原下地壳底部普遍存在速度梯度带，推测为壳幔混合层。在俯冲带的前锋存在莫霍面的若干错断现象。大面积的壳幔混合，可能是由于重力均衡作用所致，当山根不断下插时，等温面将不断上移，促使对流加剧，导致地幔顶部局部熔融。 由于俯冲作用将地壳物质带到地幔中去，同时有更多的幔源物质上涌到下地壳。这也说明青藏高原的岩石圈温度比其他地区岩石圈温度要低的原因。

4. 岩浆作用

形成 S 型壳源花岗岩，属于铝过饱和系列，主要有白云母花岗岩，含电气石花岗岩，这些花岗岩的磁性较弱，在磁场上没有明显的反映。从岩石、地球化学和同位素特征可以看出，由于壳内剪切滑移导致剪切热，以致重熔而成的花岗岩，与围岩可呈整合接触，与混合岩一起共生，甚至成过渡关系。虽然壳源花岗岩属于相变，但由于重熔作用而变为塑性，在强大的挤压下，也会变形加厚。由于核幔边界突起的热源，使地幔对流加剧，从而使下地壳部分熔融，形成钙碱性岩浆活动，从辉长岩到花岗岩，以黑云母角闪英云闪长岩和花岗闪长岩为主，它们与围岩呈明显切割关系，这类岩体的地球化学特点，介于火山弧花岗岩与对冲缩短增厚时的花岗岩之间，但更类似于前者，同位素与地球化学特征同样介于上述两种岩浆之间。

5. 大尺度走滑

走滑断裂主要呈东西向展布，拉伸线理切割两期构造形迹，并形成碎粒岩、糜棱岩及退变质作用。由于走滑及地幔物质向地壳渗透所造成的横向流动导致局部引张，于是形成南北向的现代活动构造，小型的地堑和地垒。走滑的深度越大，产状越陡，在莫霍面上形成滑动而造成莫霍面的雁形排列，并使下地壳缩短增厚。

6. 褶皱

在地壳受到挤压的情况下，地壳最上部形成直立的褶皱和劈理(切割了早期的构造变

形)，导致上地壳的部分缩短。

7. 蠕动变形[31]

除上地壳火成岩因重熔作用可能发生蠕动变形外，因挤压使具有弹塑性的中地壳也发生蠕动变形缩短增厚，下地壳部分物质可能进入到中地壳，使中地壳增厚。下地壳本身为塑性，其蠕动变形会更强烈些。

8. 均衡作用

由于地壳不断缩短加厚，负荷不断增大，陆壳继续下沉，呈现不均衡状态。因此需要不断的调整，使岩石圈逐渐减薄，等温面相对上升，软流圈物质上涌，与下沉的山根周围的地幔形成密度差和热量差，从而促使了热平流作用的加剧，导致莫霍面的梯度型式的出现。同时也由于近代冰川作用，当冰盖融化，造成地壳反弹升高，但其升高量不会很大。

由于对断面北部研究程度较低，碰撞时间也较早，目前还难以恢复其构造演化史，但可借鉴断面南部地壳缩短和加厚的过程，来推断断面北部的情况。在断面北部，我们可以设想，高密度的物质因对流作用而析出，残留下来的物质密度相对降低，在对流作用中难以回到上地幔的下部，于是形成一个对流的阻碍层。由于对流的减弱和停止，等温面的下降，使岩石圈加厚，热流值降低，地表构造变形活动减弱，地貌趋向准高原化。通过剥蚀作用，地壳开始减薄，随着时间的推移，到昆仑地体的北部地壳已减薄到 50—60km。

这 8 种因素均可使高原地壳缩短和加厚，但主要是第一种因素，即岩片的俯冲和仰冲。它们缩短和加厚是多期次的，并且均衡是逐步完成的。

(二) 力 学 机 制[32-38]

过去国内外一些学者认为青藏高原的地震分布是没有规律的。如果我们将天然地震的震源深度投影到东经 87° 线的剖面上，可以看出地震多为浅源地震，少数在 50km 左右的深度。地震震源深度主要集中在 15—33km 的范围内，在喜马拉雅山以南，震源面北倾；喜马拉雅山以北，震源面南倾，这反映了现代地应力的状态。因此，我们认为青藏高原的形成是以印度板块向北挤压为主，同时也受欧亚板块向南的挤压。因而导致地壳均衡与热的作用。反映了软流圈运动的结果，甚至受到核幔边界突起的影响(图 5)。

在 40Ma 以来，上述过程使青藏高原上升到目前 4—5km 的高度。

经过对青藏高原的进一步调查和研究，对该区地质提出了一些新的认识和有关概念：

1. 根据大量的地质地球物理资料和数据，我们提出了青藏高原是一个拼合的大陆的概念，它既是分块的，又是一个完整独立的大陆岩石圈构造区。

2. 若以安多为界，将断面分为南北两部分，高原南北地壳结构构造有明显的差异。南部为厚壳薄幔，构造复杂，地壳活动性强，热流值较高，碰撞较晚；而北部为厚壳厚幔，其它均与之相反。

3. 青藏高原地壳的缩短与加厚有 8 种因素，主要是岩片的俯冲与仰冲；高原的隆升机制是以由南向北的双向挤压力为主，导致软流圈的运动，甚至受到深部核幔边界热的影

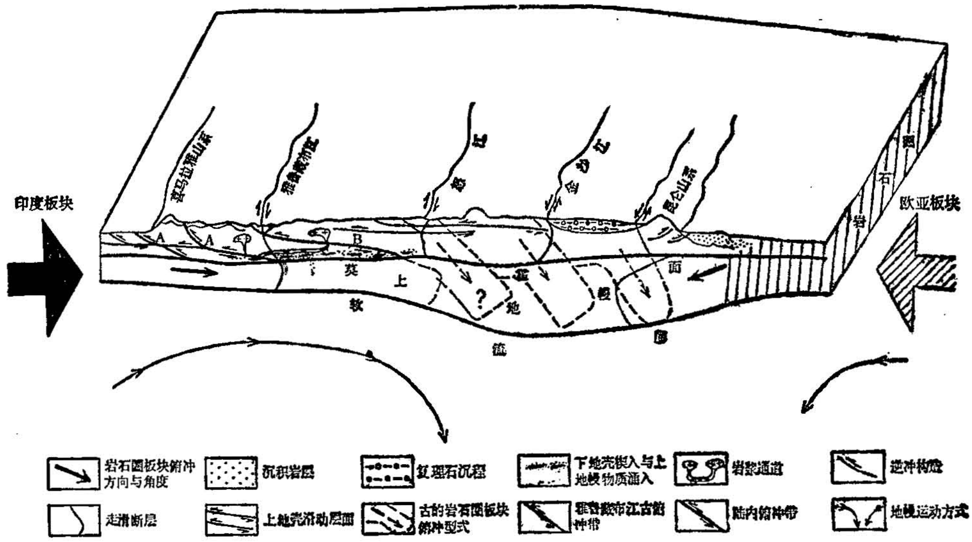

图 5 青藏高原岩石圈动力学模式图

Fig. 5 Sketch of geodynamic model of the Qinghai-Tibet plateau

响，形成世界独特的造山带类型。

参 考 文 献

[1] Coordinating Committee 7, International Lithosphere Program, International Council of Scientific Unions, Inter-Union Commission on the Lithosphere, 1988, Global geoscience transects catalogue.

[2] Monger, J. W. H., Price, R. A., and Tempelman-Kluit, D.J., 1982, Tectonic accretion and the origin of the two major metamorphic and plutonic welts in the Canadian Cordillera, Geol. Vol 10, pp. 70—75.

[3] Monger, J. W. H., Clowes, R. M., Price, R. A., Simony, P. S., Riddihough, R. P., and Woodsworth, G.J., 1985, B—2, Juan de Fuca plate to Alberta plains, Geol. soc. Amer, centennial continent/ocean transect 7.

[4] 肖序常、李廷栋、李光岑、常承法、袁学诚等著，1988，喜马拉雅岩石圈构造演化总论。地质出版社。

[5] 李廷栋、肖序常、李光岑、高延林、周伟勤，1985，略论青藏高原的地壳构造和地壳演化。大自然探索，2 期。

[6] 常承法，1982 年，青藏高原地质构造。科学出版社。

[7] Gansser, A., 1980, The significance of the Himalayan suture zone, Tectonicphysics, Vol.62, pp. 37—52.

[8] Wang, C. Y., Shi Y.L. and Zhou, W. H. 1982, on the Tectonics of the Himalaya and the Tibet Plateau, J, Geophys. Res. Vol.87, pp. 2949—2957.

[9] Howell, D. G. 1985, Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth science series, No. 1.

[10] 朱志文，1985，西藏高原及其邻区显生宙以来的古地磁极移曲线的对比意义。地球物理学报，第 28 卷，增刊 1，第 219—225 页。

[11] 陈显尧、鲁连仲，1985，西藏聂拉木和申扎地区古生代地层的古地磁研究初步结果。地球物理学报，第 28 卷，增刊 1，第 211—218 页。

[12] 熊绍柏、滕吉文、尹周勋，1985，西藏高原地区的地壳厚度和莫霍面的起伏。地球物理学报，第 28 卷，增刊 I，第 16—27 页。

[13] 滕吉文、尹周勋、熊绍柏，1985，西藏高原北部地区色林错-蓬错-那曲-索县地带地壳结构与速度分布。地球物理学报，第 28 卷，增刊 I，第 28—42 页。

[14] 滕吉文、孙克忠、魏斯禹、薛长顺，1984，中国青藏高原及其边缘地带的地震活动特征。喜马拉雅地质(II)，地

质出版社。
[15] 卢德元、陈纪平，1987，青藏高原北部沱沱河——格尔木一带地壳深部结构。地质论评，第 33 卷，第 2 期，第 122—128 页。
[16] 滕吉文，1985，西藏高原地区地壳与上地幔地球物理研究概论。地球物理学报，第 28 卷，增刊 1，第 1—15 页。
[17] Chen, W P. and Molnar, P. 1981, Constraints on the seismic wave velocity structure beneath the Tibetan Plateau and their Tectonic implications, J. Geophys. Res. Vol. 86, pp. 5937—5962.
[18] Feng, C. C. and Teng, T. L., 1983, Three-dimension crust and upper mantle structure of the Eurasian continent, J. Geophys. Res., Vol. 88. pp. 2261—2272.
[19] 宋仲和、安昌强、王春镛、任志荣、张丽娟 1985，青藏高原及南北带上地幔 P 波速度结构。地球物理学报，第 28卷，增刊 I，第 148—160 页。
[20] 秦建业、McEvilly, T. V., 1985，西藏岩石圈结构的地震学新证据。地球物理学报，第 28 卷，增刊 1，第 135—147 页。
[21] 陈国英、曾融生，1985，用地震面波频散研究喜马拉雅山与西藏高原岩石圈构造的差异。地球物理学报，增刊 1，第 161—173 页。
[22] Kuopoff, L., 1983, The thickness of the lithosphere from the dispersion of surface waves. Geophys. J. R. astr. soc. Vol. 74, pp. 55—81.
[23] Ni, J. & Barazangi M.,1983, High-frequency seismic wave propagation beneath the Indian Shield, Himalayan Arc, Tibetan Plateau and surrounding regions: high uppermost mantle velocities and efficient supropagation beneath Tibet, Geophys. J. R. astr. soc, Vol. 72, pp. 665—689.
[24] 袁学诚、王式、李立、金国元、陈大尤、赵子言、周姚秀、陈显尧、鲁连仲、王懋基、刘行义，1987，青藏高原地壳上地幔形成与演化的地球物理研究。物探与化探，第 11 卷，第 1 期，第 1—10 页。
[25] 袁学诚、李立、金国元、朱建华、鹿刚，1985，西藏洛扎一年八井地区的磁大地电流地壳测深。地质学报，第 59 卷，第 1 期，第 25—32 页。
[26] 沈显杰，1985，以藏南高热流的形成机理推论西藏地壳和上地幔热结构。地球物理学报，第 28 卷，增刊 1，第 93—107 页。
[27] 沈显杰，1986，青藏高原隆升的构造热演化机制。地质科学，第 2 期，第 101—113 页。
[28] Zeitler P. K., 1985, Cooling history of the NW HIMALAYA, Tectonics, Vol. 4. No. 1, pp. 127—151.
[29] Core Question, Science and the Citizen, Scientific American, 1987, Vol. 256. No. 2.
[30] Chun K. Y. and McEvilly T. V., 1986, Crustal structure in Tibet: High seismic velocity in the lower crust. J. Geophys. Res. Vol. 91, B10, No. 10, pp. 405—411.
[31] 冯锐、周海南，1985，青藏高原的地壳Q结构。地球物理学报，第 28 卷，增刊 1，第 174—184 页。
[32] 崔作舟，1987，青藏高原深部地质特征及其形成机制探讨。中国地质科学院院报，第 17 期，第 1—16 页。
[33] Chang Chengfa. Chen Nansheng, M. P. Coward, et al., 1986, Preliminary Conclusions of the Royal Society and Academia Sinica 1985 geotraverse of Tibet, Nature, Vol. 323, No. 6088, pp. 501—507.
[34] Wu-L. Z. & Morgan W. J., 1985, uplift of Tibetan Plateau, Tectonics, Vol. 4, No. 4, pp. 359—369.
[35] Molnar, P., and Chen, W. -P. 1983, Focal depths and fault plane solutions of earthquakes under the Tibetan Plateau. J. Geophys. Res. Vol. 88, pp. 1180—1196.
[36] Lyon-Caen, H., and P. Molnar, 1983, Constraints on the structure of the Himalaya from analysis of gravity anomalies with a flexural model of the lithosphere, J. Geophys, Res, Vol. 88, pp. 8171—8192.
[37] Shen, X.-J, 1987, Mechanism of the thermo-tectonic evolution of the uplift of the Tibetan plateau. J. Geodynamics, Vol. 8 pp. 55—77.
[38] Wang, C. Y., Shi, Y. L. and Zhou, W. H., 1982, Dynamic uplift of the Himalaya, Nature, Vol. 298, pp. 553—556.

THE YADONG-GOLMUD GEOSCIENCE SECTION ON THE QINGHAI-TIBET PLATEAU

Wu Gongjian, Xiao Xuchang and Li Tingdong

(Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing)

Abstract

Six terranes have been distinguished on the Qinghai-Tibet Plateau. From south to north they are the Himalaya terrane, the Gangdise terrane, the Qiangtang terrane, the Bayan Har terrane, the Southern Kunlun terrane and the Northern Kunlun terrane. These terranes were mostly positioned at the middle-low latitude areas of the southern hemisphere during the Palaeozoic, and then they dirfted and accreted to the margings of the Eurasian continent and finally were assembled to form the Qinghai-Tibet Plateau. The crust is obviously divided into blocks, but the Qinghai-Tibet Plateau is a single integrated lithospheric continent. Geophysical data indicate that with Amdo as a boundary the plateau may be divided into two parts with different crustal structures. In general, the northern part is characterized by relatively simple crustal structure, thick crust and mantle, cold crust and relative stability of the crust; while the southern part is characterized by relatively complex crustal structure, thick crust but thin mantle, warm crust and strong activity. The uplift and thickening are due to (1) slab subduction and overthrusting, (2) crust and mantle mixing, (3) thermal activity caused by doming at the core and mantle boundary, (4) magma injection, (5) creeping deformation, (6) large-scale strike-slip faulting, (7) folding, and (8) gravitational isostasy. The shortening and thickening of the plateau took place in multiple stages and in succession, isostatic adjustment was accomplished step by step, and the crustal compression is a continuous process. The focal plane dips south to the north of the Himalayan Mountains and north to the south of the Himalayas, which reflects the modern stress field state: the plateau is undergoing bilateral compression, i.e. northward compression of the Indian plate and southward compression of the Eurasian plate (with the former predominating), thus leading to crustal isostasy and thermal activity. This shows that the asthenospheric movements are even affected by the doming and thermal activity at the boundary between the mantle and core.

作者简介

吴功建，1930 年生，1953 年毕业于北京大学物理系，主要从事地球物理调查工作。现任中国地质科学院岩石圈研究中心主任和研究员。