

青藏高原的板块构造与 强震的关系

吕德徽

(兰州地震研究所)

摘 要

本文从板块构造的观点出发,根据深大断裂带、蛇绿岩套、混杂堆积、兰闪石片岩的空间分布,在青藏高原地区划分了五条不同时期的板块缝合线。它们从北向南的发展过程是由老到新(加里东至喜山期),其形成的原因是由于洋壳不断的消亡和陆壳不断增生的结果。青藏高原的强震($M_s \geq 6$ 级)不仅沿板块缝合线成带状分布,还沿它们作往返的迁移,表明强震的分布不仅与年轻的板块缝合线一致,而且也活动的古板块缝合线一致。根据青藏高原强震分布的特点,提出强震的发生是由于印度板块和欧亚板块的碰撞,其能量的来源与地幔物质的活动有关。而板块缝合线及次一级活动断裂为地震积聚能量提供了条件,起控震作用。

青藏高原位于我国的西南部,介于东经 $78^\circ \sim 105^\circ$,北纬 $24^\circ \sim 40^\circ$ 。北部以祁连山为界,南部止于喜马拉雅山;西起西昆仑山、阿尔金山;东至六盘山南段,经龙门山,以川西、滇东为界。海拔平均在4000米以上,是全球海拔最高、隆起时代最新、地壳厚度最大的高原。高原内存在着一系列不同时期的板块缝合线,显示出地质构造复杂、岩浆活动频繁、地震活动强烈等特点。

从全球地震活动分布的规律来看,强震活动与板块构造有密切的关系。板块的分界线,如大洋中脊、转换断层、深海沟或年轻的缝合线,都是地震活动的地带。因此,该区的板块构造,特别是活动的古板块缝合线,是否与地震活动有关?是一个值得探讨的问题。

一、青藏高原板块构造的基本特征

从板块构造的观点出发,根据蛇绿岩套、兰片岩、混杂堆积、深大断裂带等主要划分板块边界的标志,在青藏高原内可划分为五条板块缝合线(图1)。作者把新生代以前的称为古板块缝合线。

1. 北祁连加里东古板块缝合线

祁连北麓断裂带为一北西西方向展布的深大断裂带,在其南侧有蛇绿岩套及兰片岩分布。蛇绿岩带主要分布在北祁连的中、西段。它们沿北西西向的深大断裂带或次一级断裂带断续分布,延长达600-700公里。这是一套以基性为主的中基性海底喷发岩、熔岩、辉长岩、超基性岩及海相复理石沉积的特定岩石组合。大多数基性、超基性岩体产状基本与围岩一致,接触变质不明显,多为断层接触。在百经寺和小班赛尔山南岩体的围岩砂质岩中发现放射虫,可能属早古生代。超基性岩产在寒武—中奥陶纪和奥陶—志留纪地层之中。祁连山由于多次构造运动的影响,很难见到完整的蛇绿岩套组合层序。玉石沟剖面比较完整。其自下而上的顺序是:(1)辉长辉绿岩,(2)板岩为主的海相复理石建造,(3)以基性为主的火山岩,(4)砂板岩为主的海相复理石建造,(5)中基性火山岩玄武岩类,(6)含铬超基性岩。

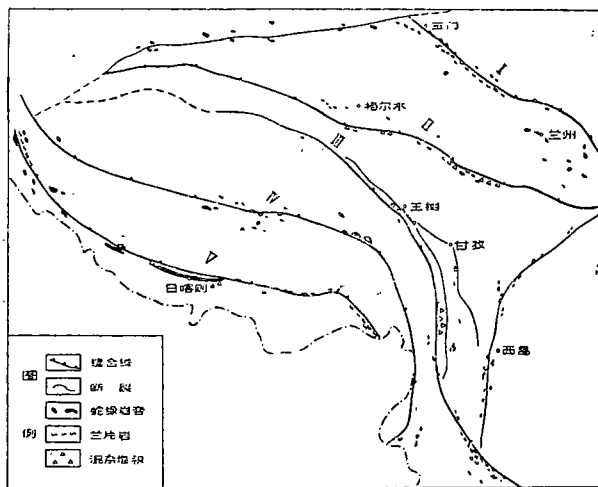


图1 青藏高原各时期板块缝合线分布图

I 北祁连加里东古板块缝合线; II 昆仑海西古板块缝合线;
III 可可西里—金沙江印支古板块缝合线;
IV 班公湖—怒江燕山古板块缝合线;
V 雅鲁藏布江喜山板块缝合线。

兰片岩,主要分布在祁连县呈北西—南东向分布。从肃南至俄博,断续出露达100公里左右,常与超基性岩带相伴随。镜下鉴定,兰闪石一般占岩石矿物总数的50%左右,少则占10%,大部分具波状消光,多色性较显著, N_g 淡天兰色, N_m 淡紫色, N_p 黄色,干涉色一级到一级顶部多为深灰色, $CA N_g$ 一般小于 10° 或平行消光,二轴晶负光性,正延性。据地科院地矿所作兰闪石单矿物化学分析结果与标准兰闪石相近。关于兰片岩的时代问题,尚有不同的意见。根据它常分布在蛇绿岩带附近的特点,认为它形成的时代属于早古生代较为合适。从岩石的矿物组合来看,除兰闪石外,尚有白云母、石英、绿泥石、石榴石等。这些矿物组合与世界上古生代兰片岩组合相似。另外在百经寺剖面中发现放射虫及可疑为古海绵骨针的化石^[1]。因此,认为百经寺、清水沟一带的兰片岩形成于早古生代。

2. 昆仑海西古板块缝合线

沿塔里木盆地南缘的西昆仑向东经祁曼塔格—布尔汗布达山南麓、花石峡、玛沁为一条近东西向的深大断裂带。沿这条断裂带断续分布着蛇绿岩及混杂岩,表明这是一条古板块缝合线。基性—超基性岩主要分布在祁曼塔格山、布尔汗布达山、积石山—布青山一带。在祁曼塔格山和布尔汗布达山的岩石类型主要为辉长岩和杆栏岩,而积石山—布青山的岩石类型主要为辉杆岩。这些岩体主要为华力西期产物。古生代晚期该区受到向北的挤压,使地层发生褶皱。西昆仑在志留、泥盆纪与石炭纪之间。石炭纪与二迭纪之间存在不整合。根据同期蛇绿岩和岩浆岩分布特点,西昆仑、东昆仑洋壳分别俯冲于塔里木和柴达木陆块之下^[2]。古生代后,祁连山、柴达木的南北均已褶皱成山,合并于北部的古板块,其南部仍为海侵区。

3. 可可西里—金沙江印支古板块缝合线

这一缝合线西起可可西里山南麓，沿金沙江上游向南经白玉、中甸直延伸到越南，长约1500多公里，这是一条深大断裂带。蛇绿岩带沿断裂带断续分布。在德钦—金平一带较为密集，多成线状分布，长轴与缝合线方向一致，侵位于石炭、二迭及三迭纪地层之中。这里的蛇绿岩套不具备完整的层序，而表现为蛇绿混杂堆积。在金平一带有含蜓类化石的石炭二迭纪石灰岩大岩块混杂于中生代红层中。玉树一带也有混杂堆积，由三迭纪砂岩、板岩以及志留纪至早二迭纪化石的外来岩块组成。

哀牢山主脉西侧有绿泥石片岩、云母片岩、兰片岩、为一高压低温变质带。在东侧的变质岩中有堇青石、矽线石、红柱石等矿物，属低压高温变质带。根据两侧的矿物组合可构成一双变质带。由玉树到木里有大量的拉班玄武岩系列和钙碱性系列的火山岩发育。其含钾及总碱量都有自西向东逐渐增高的趋势，表明西边的板块向东俯冲。另外，在缝合线西端的玛尼一带有第四纪陆相喷发岩、碱性玄武岩、安山岩及粗面岩。表明这条缝合线于印支期形成后，在中生代晚期及新生代仍在活动。

4. 班公湖—东巧—怒江深大断裂带

由班公湖至奇林湖一线较清楚。奇林湖至那曲一段的构造复杂，延展方向较乱。那曲以东索县—八宿沿怒江南下至云南境内断裂延展方向清楚。在怒江一带有一系列由北东向南西逆冲的断层，其性质为压性或压扭性。

沿断裂带两侧有基性—基超性岩体分布，长约2000多公里。岩体走向近东西向，主要分布在东巧、安多一线以南和那曲、申扎一线以北地区。岩体类型主要为斜辉辉杆岩、纯杆岩类型，其次为斜辉杆栏岩、杆栏辉石岩类型。由它们组成的蛇绿岩套不太典型。碧玉岩、火山碧玉岩仅在几个岩体中见到。在安多南彭措附近有较典型的蛇绿岩套。它们侵位于上古生代及中生代地层中，以燕山期为主。混杂堆积见于那曲至索县之间的下秋卡一带。含有菊石的晚侏罗纪至早白垩纪的砂岩板岩中有许多外来的灰岩岩块，岩块中含晚古生代至中生代化石。在腾冲一带有大量第三纪、第四纪玄武岩喷发，表明该缝合线在新生代仍有活动。

5. 雅鲁藏布江喜山板块缝合线

雅鲁藏布江断裂带为一切穿岩石圈的断裂带，也是印度板块与欧亚板块相碰撞的缝合线。蛇绿岩带沿深大断裂带分布，主要见于断裂带的南侧，而北侧只有零星的分布。蛇绿岩带向西与印度河蛇绿岩带连接，向东沿雅鲁藏布江拐向南与印缅边境的蛇绿岩带相连。雅鲁藏布江蛇绿岩带长达2000公里。其层序（自下而上）是：1) 基底超镁质杂岩；2) 辉长岩和辉长—辉绿岩；3) 镁铁质块状熔岩；4) 镁铁质枕状熔岩；5) 矽质岩中的岩席。这个层序与世界蛇绿岩的典型剖面十分相似。蛇绿岩套南面与三迭纪复理石呈断层接触，北面与雅鲁藏布江南岸一带的晚白垩纪复理石亦为断层接触。总的来说，它与围岩普遍为构造接触关系。围岩很少或完全缺乏接触变质，岩体边缘缺失冷却结构，接触带上有挤压、破碎、片理化等现象。所有上述现象表明这些蛇绿岩是构造侵位。其侵位的时间为晚白垩纪至第三纪初。雅鲁藏布江蛇绿岩带是在中生代的特提斯洋底形成的。由于印度板块逐渐向北漂移，在大洋岩石圈向欧亚板块之下俯冲和消减过程中，一部分洋壳物质发生侵位，继而在始新世两板块碰撞时被挤压到地壳上部〔7〕〔8〕。

分布在蛇绿岩带南侧的一套混杂堆积，是由时代各异、大小悬殊的岩块堆积而成。它们分布在晚白垩纪的矽质泥岩中。最常见的外来岩块有石炭纪（？）巨厚层石英岩，二迭纪、

三迭纪、侏罗纪灰岩,早白垩纪石英岩、蛇绿岩岩块,枕状熔岩和燧石角砾岩等。外来岩块比基质变质程度深,岩块中具有复杂褶皱,岩块中早三迭纪薄层灰岩平行不整合在早二迭纪茅口灰岩之上,其中保存了完好的假整合面和古风化壳。这套混杂堆积不整合在已变质的三迭纪复理式沉积之上〔8〕。

在板块缝合线的北侧,西起扎西冈,沿冈底斯山主脊经拉萨至林芝地区,广泛发育了中酸性岩浆岩。据中法考察队报导,中酸性岩浆岩中火山岩微量元素图解,落入岛弧拉斑系列和钙碱系列范围内。安山岩熔岩具有较高的Rb/Sr比和较高的铀元素丰度,反映了安山岩岩浆受到陆壳矽铝层的影响。对火山岩进行 Ar^{40}/Ar^{39} 法测定,其年龄为60百万年,说明其生成与印度板块向北俯冲有直接的关系。当板块向北俯冲时,仰冲盘地壳局部重熔、上侵和喷溢,

根据岩体中钾质白云母 b_0 平均值所指示的压力类型、变质矿物组合,冈底斯带和雅鲁藏布江带可能组成一双变质带。冈底斯带(b_0 平均=9.013 Å)为一低压高温带,而雅鲁藏布江带(b_0 平均=9.043 Å)为一高压低温带〔4〕。

综上所述,青藏高原的五条不同时期的板块缝合线,现在皆以深大断裂带为主要表现形式。它们呈北西西向分布,形成了向北东突出的一系列弧形构造带。深部地球物理资料表明,沿上述五条板块缝合线展布地带也是地壳厚度变异带和重力异常梯级带,如北祁连古板块缝合线就是非常明显的重力异常梯级带。

二、青藏高原的地壳演化及板块构造模式

青藏高原内五条板块缝合线的分布,由北向南有从老到新的特点(加里东至喜山期)。这是由于洋壳不断消亡和陆壳不断增生和演化的结果。该区板块构造模式,从寒武纪开始讨论(把前寒武纪地层作为基底考虑):

北祁连从寒武纪至奥陶纪处于海盆阶段,到志留纪海盆开始收敛,而泥盆纪为海盆的主要闭合时期,北祁连为一向北的俯冲带(图2a)。加里东运动后,中朝陆块和柴达木陆块合并为一体。晚古生代沿昆仑至积石山一带则发生海洋板块对大陆板的俯冲(图3b)。中生代早期我国现时国境的西南为特提斯海所占据。洋壳和陆壳的边界大致在可可西里、巴颜喀拉山至金沙江一线。印支期、燕山期依次沿可可西里至金沙江,班公湖至怒江发生两次海洋板块向大陆板块俯冲和碰撞(图2c)。白垩纪中期特提斯海洋壳沿雅鲁藏布江一线向北俯冲,并伴随着蛇绿岩套的侵位活动。在始新世印度板块与欧亚板块发生碰撞。始新世中期运动达到最高潮,海

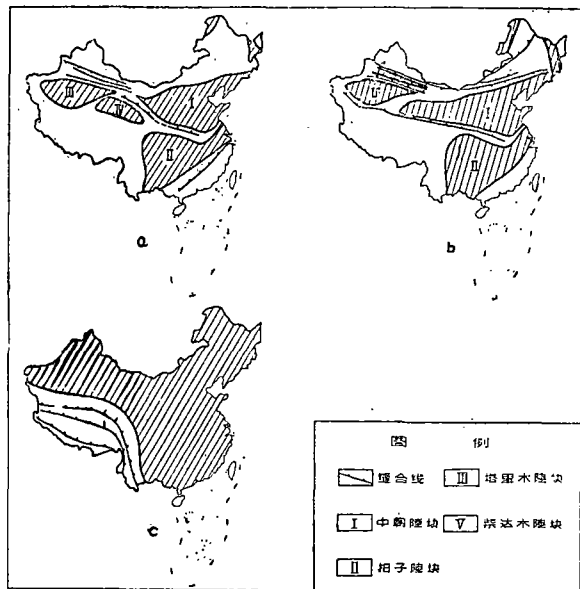


图 2

- a. 加里东期古板块缝合线的分布及古生代地壳演化图
b. 海西期古板块缝合线的分布及晚古生代地壳演化图
c. 印支燕山喜山期板块缝合线的分布及中生代地壳演化图

水全部退出。由于强烈的碰撞，在雅鲁藏布江一带发生紧密褶皱、逆冲断层、蛇绿岩套第二次侵位及混杂堆积等现象。又由于地幔物质的对流，印度板块不断向北东推移。在早更新世青藏高原发生整体上升。现今印度板块仍以 0.4mm/月 的平均速度向北东推移，青藏高原随之继续抬升。

总之，青藏高原的形成及板块构造的模式是一个多次洋壳消亡、陆壳增生的模式。

三、青藏高原强震活动与板块构造的关系

青藏高原内地震活动频度高，强度大。自有地震记载以来， $M_s \geq 8$ 级的地震 5 次， $M_s \geq 7$ 级地震 43 次， $M_s \geq 6$ 级的地震则更多。它们的分布有一定的规律性，并与板块构造有关。

1. 强震的空间分布特征

(1) 强震沿板块缝合线成带状分布，特别是 7、8 级地震表现更为突出。由北向南可相应地分为走廊—祁连地震带，昆仑—松潘地震带，可可西里—金沙江地震带（包括甘孜亚带），班公湖—怒江地震带，鲁雅藏布江地震带。前人认为地震与年轻的板块缝合线有关。通过该区地震活动规律的分析，作者认为强震的活动不仅与年轻的鲁雅藏布江板块缝合线有关，而且与活动的古板块缝合线有关。该区 1—4 条缝合线都是古板块缝合线。沿着这些缝合线，都有新生代以来，特别是第四纪以来，深的、活动的断裂迭加其上或与其平行分布。此外，还有新生代以来的岩浆活动（有的于 1950 年还在喷发），如玉门红柳峡、昆仑山南缘的强巴地区以及腾冲地区等。以上情况表明这些缝合线不是死的而是活动的。它们与强震的分布具有一致性（图 3）。北祁连加里东古板块缝合线是一条长期活动的断裂带（祁连北麓

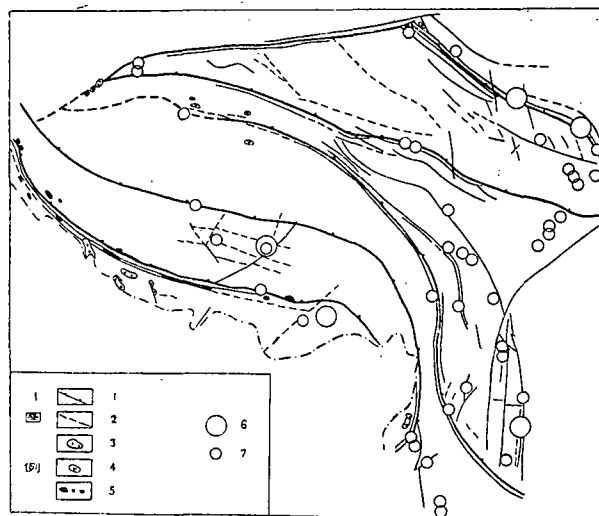


图 3 青藏高原第四纪活动断裂及强震分布示意图

1. 板块缝合线 2. 第四纪活动断裂 3. 新生代花岗岩 4. 新生代玄武岩
5. 新生代蛇绿岩套 6. $M_s \geq 8$ 级地震 7. $M_s \geq 7$ 级地震

深大断裂带)。第四纪以来它的活动更为强烈。断裂南侧为 4000—5000 米的高山区，北侧是海拔 1500—2000 米的平原区，两侧高差 2000—3000 米*。电测深剖面证实，在海原县西安

* 兰州地震研究所，陕甘宁青地震区划，1974 年。

州、菜园等覆盖区,该断裂都切断了第四纪地层,其垂直断距在第四纪内就达100米。海原东南也见断裂切割第四纪地层。在这条断裂上的地震有1609年红崖、清水堡6 $\frac{1}{2}$ 级地震,1920年海原8 $\frac{1}{2}$ 级地震,1927年古浪8级地震。

(2)强震分布具有不均匀性。强震沿缝合线不是均匀分布,也不是到处都有,而是集中在一条缝合线的活动段上。因为一条缝合线上新构造运动的强度不同,就导致强震分布的不均匀。如班公湖—怒江古板块缝合线的西段不如东南段活动强度大。在腾冲一带由于第四纪活动断裂发育,又有新生代玄武岩的喷发,这里的6、7级地震活动频繁,分布非常密集。而西段活动强度不大,只有零星的6级地震分布。

(3)8 $\frac{1}{2}$ 级大地震位于缝合线的大拐弯处,也就是弧形构造的顶部。1920年海原8 $\frac{1}{2}$ 级大震和1950年察隅8 $\frac{1}{2}$ 级大震(四川省地震局把它的震中改在墨脱)都位于弧形构造带的弧顶部位。1902年喀什8 $\frac{1}{2}$ 级大震也位于喜马拉雅山—兴都库什弧形构造的顶部。因为弧顶部位是欧亚板块和印度板块互相碰撞挤压最强烈的地方,在此应力易于集中。

(4)强震分布在次一级活动断裂上或与缝合线的交汇处。在青藏高原北部强震分布在北北西向活动断裂与缝合线的交汇处,如古浪8级地震即是。在高原南部的西藏地区,6级左右的强震发生在南北向正断层上或与缝合线交汇处。14次地震的断层图解和陆地卫星影象的观察,都与正断层活动的大分量以及近东西向的拉张相一致〔6〕。在西藏下地壳和上地幔中由于深部物质沿东西向流动,导致较脆弱的上部地层拉张,发生正断层。可见地震的发生与拉张作用也有一定的关系。

2.地震迁移

强震沿板块缝合线或活动的古板块缝合线作往返的迁移(图4)。在走廊—祁连地震带内,大震由东南向北西方向迁移。如1920年海原8 $\frac{1}{2}$ 级地震后,1927年古浪发生8级地震,

然后于1932年在昌马发生7 $\frac{1}{2}$ 级地震。昆仑—松潘地震带的地震也有几次迁移。第一次1933年迭溪发生7 $\frac{1}{2}$ 级地震后,向西北迁移于1937年在玛多北发生7 $\frac{1}{2}$ 级地震,后又向东南迁移,1936年在松潘发生6级地震。第二次1960年在松潘发生6 $\frac{1}{2}$ 级地震,1963年在玛多发生7级地震。第三次从北西向南东迁移,1971年在玛多发生6.8级地震后,1973年在南坪发生6.5级地震,1976年在松潘连续发生两次7.2级地震。根据地震迁移的规律,今后在都兰—玛沁一带将有发生6—7级地震的可能性。沿雅鲁藏布江地带,地震也有这种迁移现象。1911—1913年6级地震在札达以南活动,而1915—1918年地震向东迁移在江孜一带活动。从地震迁移的迹象来看,一条缝合线的活动地段

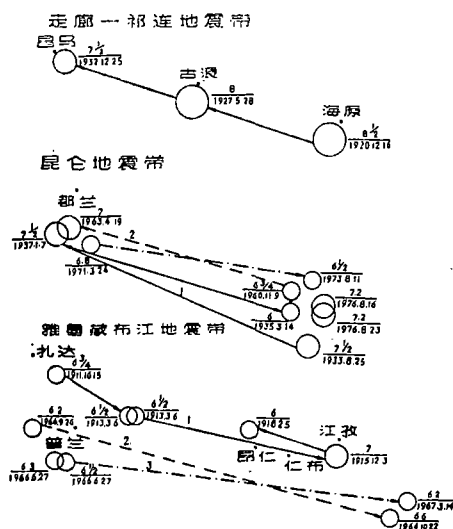


图4 地震迁移示意图

在不同的时期其活动性也不一样,有时强,有时弱。

3.地震的震源深度

在青藏高原内，地震震源深度一般小于50公里，只有在察隅、当雄几个地区的某些地震震源深度为50—70公里。在高原南部的喜马拉雅山区地震震源深度具有一定的规律性（图

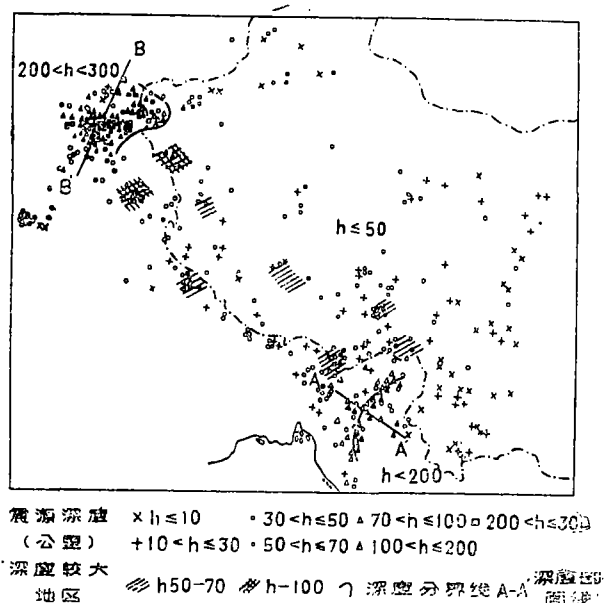


图5 青藏高原及邻区地震震源深度分布图

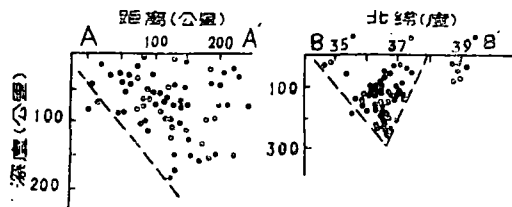


图6 震源深度剖面图

5)〔6〕。中段为浅源地震，深度多为30—50公里。而东段和西段却为中源地震，东段的中源地震在缅甸西部最深达200公里。从（图6）A—A'剖面可看到震源深度的连线有向东倾的趋势。西段为兴都库什中源地震区最深达300公里。从（图6）B—B'剖面可看出中部地震震源深度较大，而外围震源深度较小，形成楔形分布。上述地震震源深度的分布表明，没有由南向北或由北向南震源深度递增的现象，同时高原内部地震震源深度又不深，这说明地震的发生不是由于板块的俯冲，而是与印度板块和欧亚板块的碰撞有关。

综上所述，青藏高原强震的发生是由于印度板块和欧亚板块的碰撞，常受板块缝合线及次一级断裂的控制。但只用板块运动来解释该区所有强震的成因也是有困难的，因为地震强度不是由南向北递减，在高原北部还发生了8级和8级以上的地震。这些地震的发生不仅与水平的压力有关，而且与垂直力有关，垂直力的来源

是由于地幔物质活动的结果。地幔物质的对流是板块运动的驱动力，而板块运动又影响地幔物质的对流方式。由于印度板块向北东推挤的速度大于欧亚板块，所以地幔物质总的趋势是向东北方向流动。显然，该区强震能量的来源与地幔物质的活动有关。而板块缝合线（包括活动的古板块缝合线）及次一级活动断裂正是地幔物质移运的通道，为地震积聚能量提供了条件，起着控震的作用。

（本文1982年6月25日收到）

参 考 文 献

- 〔1〕地科院地矿所等，地质矿产研究，No. 4，1977.
- 〔2〕李春昱，再谈板块构造，西北地质科技情报，No. 5，1973.
- 〔3〕李光岭，中法科学家合作喜马拉雅山地质考察重要成果，地质评论，Vol. 28，No. 1，1982
- 〔4〕张旗等，西藏变质岩中钾质白云母 b_0 值及地质意义，科学通报，No. 3，1979.

- [5] P.Monar等, 西藏的活动构造, 国外地质, No. 7, 1981.
[6] 时振梁等, 我国强震活动和板块构造, 地质科学, No. 4, 1973.
[7] 常承法 雅鲁藏布江蛇绿岩带的新观察资料地震地质Vol.2, No.1, 1980.
[8] 潘裕生等 喜马拉雅板块活动证据兼论青藏高原形成模式 地震地质Vol.2, No.2, 1980.

ON THE RELATION BETWEEN THE PLATE TECTONICS AND THE STRONG EARTHQUAKES IN THE TIBETAN PLATEAU

Lu De-hui

(*Lanzhou Seismological Institute*)

Abstract

According to the space distribution of ophiolite suit, melange blueschist and deep-great fault zone in the Tibetan plateau, five suture zones of different periods are divided. They extend in belts and with Nww trends, which turn to SN direction at their east end. The geological age of these suture zones of plate is from the early palaeozoic the cenozoic era. Except the Yarlung zangbo jiang belt, the rest are the suture zones of paleoplate, which still had activities in the quaternary period.

Based the distribution characteristics and migration regularity of strong earthquakes ($M_s \geq 6$) studied region, the author of this paper suggests that those seismic belts coincide with both the distribution of young suture zone of plate and that of active suture zone of paleoplate. The generation of the earthquake is related to the collision of the Indian and the Eurasian plates. It is also related to the activities of mantle material, but the sutures of plate only function to control the earthquakes.