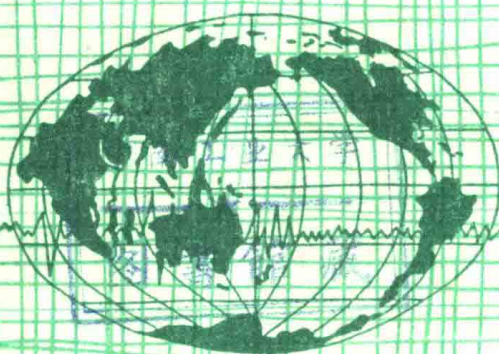


116

地震前兆与预报研究

国家地震局科技情报中心 编译



中国科学技术出版社



地震前兆与预报研究

国家地震局科技情报中心 编译

中国科学技术出版社

内 容 提 要

本文集共选译了近几年日、美、苏等国地震学者有关地震前兆及地震预报方面的35篇论文,基本上反映了国外地震学研究的现状、进展和发展趋势,以及地震学者在这方面的实践、观测结果和理论解释。本文集对深入探索地震前兆和地震预报具有一定的指导意义。

本文集可供从事地震科学研究等方面的科技人员及大专院校有关师生参考。

地震前兆与预报研究

国家地震局科技情报中心编译

责任编辑: 卢振恒 吕苑苑

中国科学技术出版社出版(北京海淀区魏公村白石桥路32号)

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

空军学院印刷厂印刷

开本: 787×1092毫米1/16 印张: 19.75 字数: 490千字

1986年12月第一版 1986年12月第一次印刷

印数: 1—3000 定价: 4.20元

统一书号: 13252·1495 本社书号: 1211

目 录

喜马拉雅板块边界的地震活动模式和高地震能潜伏区的判定	K · N · Khattri等 (1)
短期地震预报的对策	巴里 · 雷利 (11)
地面运动的经验预报	David M · Boore等 (15)
地震预报的一种基本方法——地震活动性变化的研究	Karen C · McNally (25)
震群、前震的波形和波谱特征——专论地震预报	辻浦 贤 (32)
1906年旧金山地震前的地震季节性	Patrick H · McClellan (46)
应用模拟程序估计潜在的地震危险性	Avi Shapira (53)
最近的震群研究	茂木清夫 (62)
远余震——南加利福尼亚的地震前兆	A · Г · Прозоров (69)
世界超级城市的地震危险性(预评价)	B · И · Кейлис-борок等 (76)
震中迁移波(实例与模型)	B · В · Вилькович等 (92)
东北地区的地震和地震预报	佐藤 裕 (102)
数据库在地震预报中的作用	弘原海清 (107)
阿达克地震带1984年5月6日地震 ($m_b = 5.8$) 前视应力和应力降的变化	Frank Scherbaum等 (117)
新马德里地震带的氦发射	S · R · Steale等 (130)
北本州岛弧的三重地震带与地震活动的区域变化	平川 胜等 (141)
日本山梨县东部1983年8月8日地震前异常的地壳倾斜变化	佐藤春夫等 (151)
伴随鸟取县中部地震出现的温泉水异常	吉冈龙马等 (158)
关于新潟地震前水准测量结果的一种解释	茂木清夫 (167)
1973年根室半岛7.7级地震前后襟裳台观测到的地应变异常	笠原 稔 (171)
地震预报和传感器技术	浜田和郎 (177)
日本东海地区和加利福尼亚地震预报方法的比较	J · F · Davis等 (184)
1979年3月14日墨西哥佩塔兰地震 ($M_s = 7.6$) 前的区域地震活动性	Vindell Hsu等 (193)
作为地震断层模式的粘滑运动的动力学过程	大中康誉等 (205)
海底地震仪台阵观测到的1981年纪伊半岛附近的地震群	Yukio Fujinawa等 (214)
利用深井进行各种地震观测	高桥 博 (225)
1980年11月23日意大利南部地震前在远离震中的地方发现水氦和倾斜异常	L · Allegri (239)

强震的长期地震学前兆·····	И · М · Ромвайн等(243)
倾斜和潮汐测量可用于地震预报·····	U · Yaramanci(259)
大震前地震活动时空变化的数值模拟·····	三云健等(263)
地形变观测与短期地震预报·····	佐藤 裕(273)
板块边缘大地震序列中的前兆地表形变 ·····	V · C · Li等(278)
南美洲太平洋沿岸可能发生强震的地点识别 ·····	A · D · Gvishiani(288)
可能发生强震 ($M \geq 7.75$) 的地点识别 ·····	A · Д · 格维夏尼等(294)
地震过程的一种统计模型·····	J · Lomnitz-Adler(305)

喜马拉雅板块边界的地震活动模式和高地震能潜伏区的判定

K.N.Khatttri A.K.Tyagi

摘 要

对喜马拉雅板块边界的地震时空分布已进行了调查研究,其目的在于认识与大地震有联系的地震活动速率的变化,进而确立震中迁移规律和地震活动空区。该项研究着重选用了1800年至1976年的地震资料,结果表明,在所有大地震($M > 8.0$)发生之前,至少有十九年的地震平静期。而且人们也都公认,在这些地震平静期过后确有大震发生。

我们认为,大地震震中的可能迁移方向有下面三种情况:

(1) 第一次迁移是从1905年康哥拉(Kangra)地震开始的,后来的地震震中沿板块边界向东迁移;

(2) 第二次迁移是从1833年尼泊尔大地震开始的,也向东迁移;

(3) 第三次迁移是从1897年阿萨姆大地震开始的,地震震中向西迁移。

总的来说,喜马拉雅会聚板块边界的中段(80°E 到 90°E)的地震活动性低于其邻近地段。

从沿着1905年康哥拉大地震破裂带以东的喜马拉雅地段观察到,1970年以后地震活动有明显下降趋势。自1970年以来,在阿萨姆1897年和1950年两次大震破裂带之间的区域内,地震活动速率也有所下降。这一情况,Khatttri和Wyss在1978年就已经报道过了。据证实,沿活动板块边界上的这种地震活动的减少,是造成应力集中导致未来大震发生的一种预兆。

引 言

现在人们都认为地震是由板块边界处岩石圈板块相对运动引起的。喜马拉雅山就是印度板块和欧亚板块以每年6厘米的速率聚会的一种表现形式。由于印度板块向欧亚板块下部俯冲,在板块边界产生应力,并通过板块边界各地段伴随大震而发生的断裂运动来释放的。在过去的200年中就发生过几次这种大震,震后留下了一系列灾难。据报道,1905年康哥拉河谷地震期间,人员伤亡严重,有19,000人丧生;之后在1934年的比哈尔地震中又有11,000人死亡。在阿萨姆发生的两次地震造成的伤亡较少,原因是地震发生时那里人口稀少。1897年再一次发生的那次大地震可能造成大量的伤亡。为了在某种程度上减轻地震这种自然灾害的破坏性,现在,人们对确定未来地震发生位置,进而判别用于地震预报的

地震前兆现象的过程已经取得了大量的研究成果。对与海洋下沉带有关的地震带上大地震活动的研究表明，板块边界各地段在大震中发生破裂。板块边界的地质非均匀性、地质构造、地貌形态以及其形状和类型控制着这些地段破裂的位置和范围。未来的大地震常常发生在以前的地震所造成的板块边界破裂地段之间的空区中。在某些震例中，也观测到大震沿板块边界进行线性迁移的现象。尽管上述地震活动模式不能准确地预报未来地震的发生地点、时间和震级，但仍是朝这一方向迈出了第一步，至少为人们提供了这样一个机会，即通过对高地震能潜伏区的研究，试图进一步了解地震过程。

此外，现已发现，大震发生前在板块边界地段上常出现数年的地震平静期。

在此项研究中，为了判定喜马拉雅板块边界潜伏有高地震能的地段，以及为了寻找那些可能被用于预报未来大地震的异常地震活动模式，我们调查研究了喜马拉雅地震带地震发生的时空分布函数。在本文中，我们将会注意到 Seeber 和 Armbruster (1981) 也考察过喜马拉雅地区，并根据他们提出的地球动力模型和大地震对地面影响确定了可能的地震活动空区。在后面的章节里，我们再比较分析这些结果。

在这次调查研究中，我们应用了1800年至1976年间的地震活动资料。虽然最早的地震活动资料可追溯到1618年，但由于1800年以前的资料很不充足，因此没有采用这一部分资料。这些地震活动性资料来源于美国国家海洋和大气局 (NOAA) 的地震档案和欧耳德姆地震目录 (该目录包括十九世纪的历史地震记载)。Quittmeyer 和 Jacob 1979 年发表的地震目录对以上地震活动性资料进行了补充。各时期大地震的完整记载估计如表 1。

但是，可以发现，上个世纪初某些地震震级可能估计过低。因为实际震中在无人区，人口密集区受到地震影响很小，所以估计偏低。

表 1

时 期	曾记载的各大地震震级范围
1800—1900	$M \geq 8$
1901—1925	$M \geq 7$
1926—1950	$M \geq 6.5$
1951—1960	$M \geq 6.0$
1961—1976	$M \geq 5.5$

地震构造背景

从西北的克什米尔到东北的阿伦加尔，连绵长达2500多公里的喜马拉雅山脉，就是大陆板块相互碰撞的地球动力作用的一个证据。这一板块边界现今活动状况可由该区大量的地震活动所表现出来，因为几次历史大震都在该区发生。图 1 表示出该区的基本构造特

征。该区以横跨喜马拉雅构造带的三条主要逆冲断裂体系为特征。从北向南依次为：印度缝合逆冲系（IST）、主中央逆冲系（MCT）、主边界逆冲系（MBT）。相续产生的许多逆掩盘反映出地壳缩短的过程。

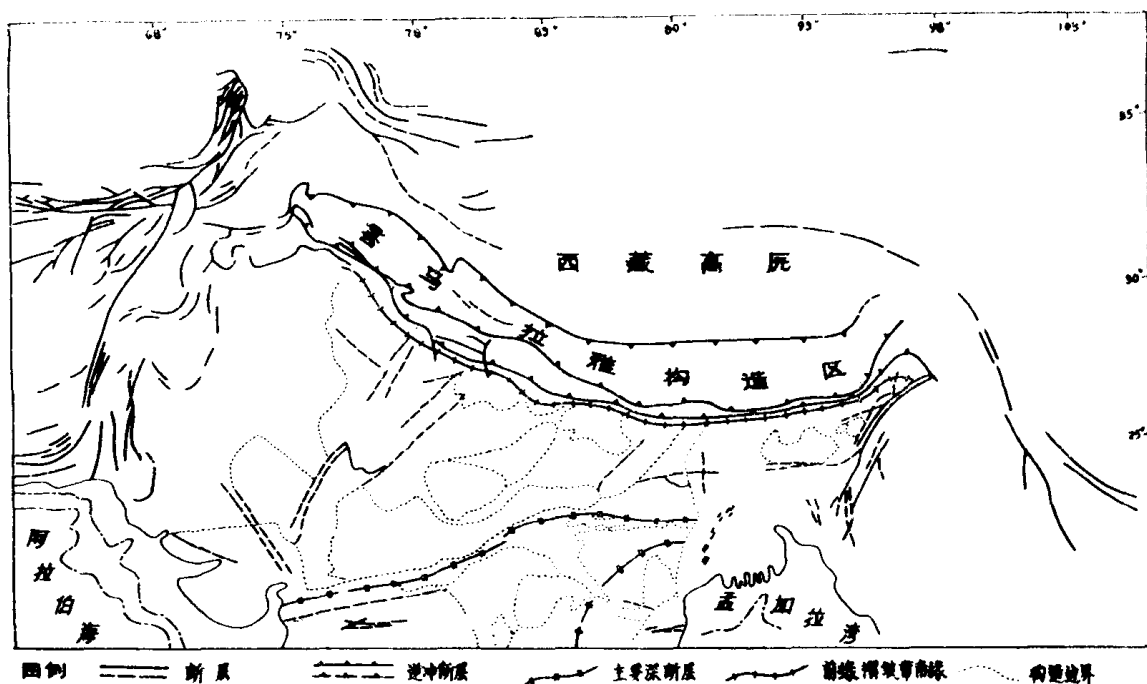


图1 喜马拉雅及邻区大地构造纲要

MCT和MBT向北倾斜，而IST向南倾斜。这三条逆冲体系把喜马拉雅构造带分成四大部分。这四部分从北向南依次是：古地中海喜马拉雅、大喜马拉雅、小喜马拉雅和外喜马拉雅锡伐利克山脉。最北端的古地中海喜马拉雅地段，由前寒武纪到中生代的含化石沉积岩层组成。其南面的大喜马拉雅段由深变质岩和花岗岩组成，形成古地中海喜马拉雅区的基岩。再往南的小喜马拉雅段（其北缘以MCT为界），由前寒武纪到古生代和中生代的沉积岩组成。但是这些沉积岩不含化石。该段南缘具有MBT逆冲系的特征，并与锡伐利克群晚第三纪沉积地层相接。在某些专著中，可以查到喜马拉雅地区地质构造的详细说明，例如Gansser (1964)、Valdiya (1973) 和印度地质调查局 (1979) 的报告。喜马拉雅地质区南面与冲积覆盖的信德胡·甘加盆地相接；信德胡·甘加盆地的一个显著特征就是存在着许多NE-SW向的地下山脊，这些山脊把盆地分成三个主要次一级盆地。旁遮普和甘加这两个次一级盆地被一条人们称之为“卡耳卡安巴拉”隆起的NE-SW走向山脊所分隔；甘加盆地又进一步地被地下的法扎巴德山脊分割。芒吉尔撒哈萨山脊就位于甘加和普尔尼亚两个次级盆地之间。盆地最深处的沉积物厚达6—7公里。

图2所示的地震活动是沿喜马拉雅地区呈窄带状分布的。该带在震中相对集中的南缘，其轮廓界线更为分明。据报道，在该地震带界线清楚的南缘曾发生过几次中震和大震，而这一地震带正位于大喜马拉雅地段之内。在许多地方，这条震中分布带与MCT的地表遗迹相吻合。然而，这种表面上的吻合并不能说明MCT和地震活动的关联，因为大多数地震一般发生在10—40公里深的地壳内，而MCT以低角度下倾，地震只能发生于浅得多

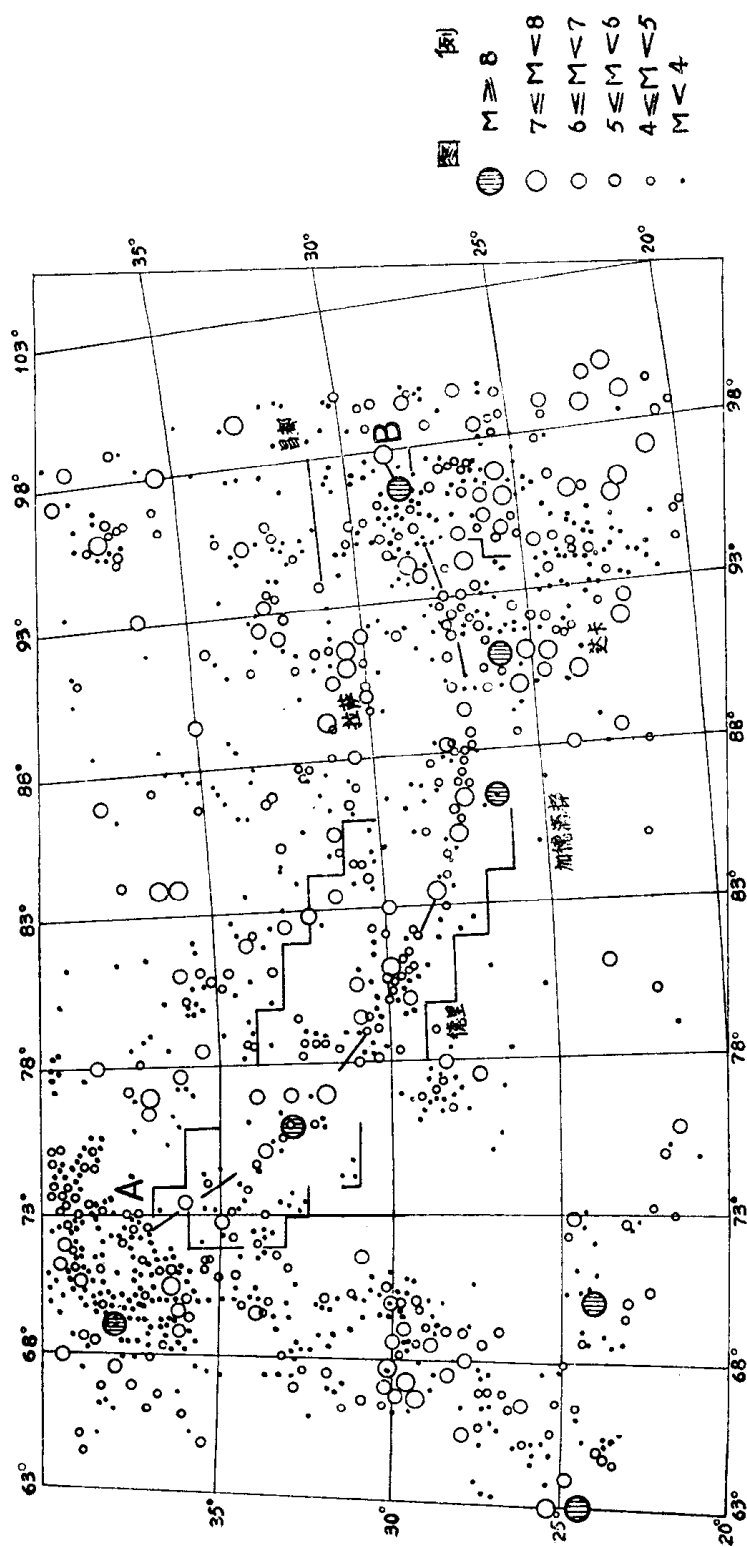


图2 1800—1976年间喜马拉雅地区及邻区地震震中分布

的部位。因此这些地震可能与MCT之下的MBT有关或与该地带的逆掩断层体系有关。震中沿地震带横向上的离散是由沿近水平断裂面的逆冲断裂运动所致。反映这一逆冲作用的地震震中，在地表上显现出断面的轮廓。我们注意到，垂直走滑断裂沿其走向都形成较窄的地震震中带。喜马拉雅地区地震活动的重要特征是，大地震（ $M \geq 8$ ）发生在该区地震活动集中的南部地震带。这些大震包括西隆山区1897年的大震、康哥拉河谷1905年的大震、比哈尔1934年的大震和阿萨姆东部1950年的大震。以上这些大震的极震区如图3所示。这一地震活动带南部最瞩目的地震是1934年和1897年发生的大地震。1934年地震破坏最广的地带位于甘加盆地的冲积平原区，该区有陷滑带特点。1897年的地震震中区包括西隆山区，并在地下向北延伸。康哥拉地震发生在MBT逆冲断裂系的地表迹线上。然而这里的破裂带可能向西南一直延伸到平原。1950年阿萨姆地震发生地点虽然与1934年和1897年的地震在同一直线上，并在喜马拉雅地区向东北假设的延伸带的南面，但向西南方超出了阿萨姆衔接地带。正如Seeber和Armbruster（1981）所提出的那样，在板块边界地区的逆冲作用可能继续超出阿萨姆地区的喜马拉雅地表终止线，就象它在西部超出克什米尔衔接地带那样。

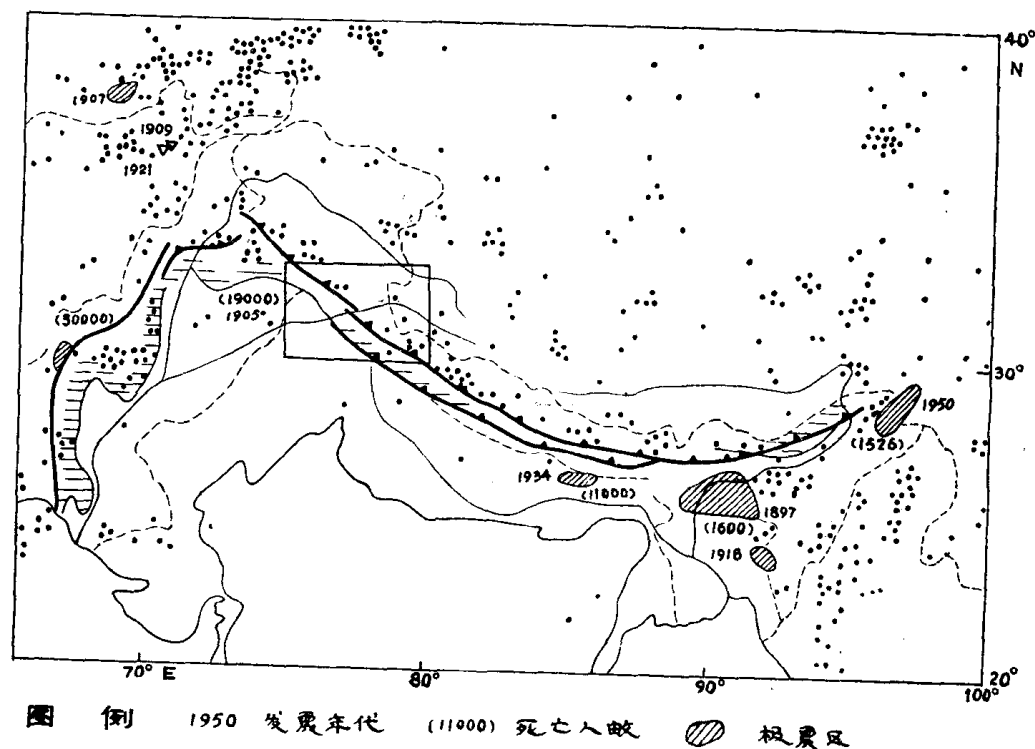


图3 印度大震极震区分布

主要地震活动区南面发生的大地震可能是主要逆冲断层前锋向南迁移过程的反映。信德胡—甘加平原的地震活动比较微弱。拉合尔附近存在一条值得注意的地震活动带，这可能意味着新的逆冲运动的前锋就要在那里形成。德里周围的地震活动（除几次大震外）与小震（ $M < 3$ ）关系密切。

喜马拉雅地区的地震活动与板块碰撞和地壳断裂运动有关。在喜马拉雅地区，特别是在其南缘，地震断层面解具有逆断层的特征。目前已提出了许多种模式来阐述喜马拉雅地

区的地球动力现象。这些模式都包含有北部地壳浅层逆冲在印度板块岩体之上这一共同点。Seeber和Armbruster (1981) 曾提出大地震发生在缓斜断层面上, 这种断裂面将上覆沉积层和变质沉积层与基岩分开。在MCT的北面, 该断裂面无地震也继续向下倾斜。他们发现, 喜马拉雅地区和至少有一个大洋板块参入碰撞的消减带, 在动力特征上有许多相似之处。这对喜马拉雅板块边界区的地震活动空区这一概念也是非常符合的。Molnar等人 (1977) 以及Warsi和Molnar (1977) 把该区地形的升高和重力异常与大洋消减带进行了比较, 并得出结论: 印度地壳向下折曲向喜马拉雅山脉之下俯冲。Menke (1976) 发现, 喜马拉雅地区的地震波残差同在深海槽中发现的地震波残差相符。

地 震 活 动

我们希望把板块边界模拟成直线, 进而将破裂作为时间函数来加以研究。为了用单量表示三度空间 (经度、纬度、震源深度), 忽略震源深度, 再把其余两个维数简化为图中所画的近似于地震活动弧形带的AB圆弧的线性距离 (图2) AB圆弧圆心坐标为 45.5°N , 90°E 。把喜马拉雅地震带的所有震中沿径向投影到AB弧上。弧距是从A点 (37.5°N , 72.5°E) 测定的。只要知道投影到AB弧上的震中位置和发展时间, 就能以时间为纵轴来绘制出喜马拉雅地震带的地震活动时、空分布图 (图4)。

由图4可见, 地震活动水平在时、空分布上是不均匀的。1960年后的最近几年来, 整个喜马拉雅地区的地震次数比前一时期有明显的增加, 这是由于全球标准地震台网已投入使用的结果。然而, 即使如此, 在此期间喜马拉雅板块边界的地震活动水平仍然是不均一的。800公里长的最西段和700公里长的最东段, 都比中段的地震活动强烈。早在十九世纪初期, 地震活动同样具有这种特点。因此, 板块边界各地段地震活动的变化, 很可能反映出各区段的内在活动特点。这一现象可能是由于地质以及地球动力等多种因素的影响结果。由此看来, 板块边界上地震活动差异现象确实与地质特征密切相关。地震活动较强的板块边界东西两段都紧靠着甘加-信德胡凹地南侧较浅的沉积盆地。在东段, 西隆山前几乎没有引人注目的沉积物覆盖。相反, 邻接喜马拉雅构造带的中段地区都有深的沉积洼地, 沉积物厚度可达6—7公里。据推测, 这种明显的地质建造特征至少影响着地壳上部地震活动的方式, 由于甘加-信德胡凹地的松软岩石不仅分布在MBT带南部, 而且向北俯冲于MBT带之下, 提供了流动和蠕动的可能性。因此很容易部分地以蠕动的方式发生会聚运动。很明显, 喜马拉雅东西两段的MCT和MBT体系相聚会, 两系逐渐靠近。因此, 可以推断, 喜马拉雅山脉东、西两端具有更强烈的逆冲运动, 因为MBT以南的坚硬岩块不断地向北推移。在喜马拉雅山脉的中段, 由于有很深的沉积盆地, 所以那里的逆冲运动不强烈, 不足以使得MCT掩伏于MBT之上。

1897年阿萨姆大震及1905年康哥拉大震分别是在长400公里和300公里的地区, 经过28年和至少是19年的地震平静期之后发生的。在分别发生于1934年和1950年的比哈尔和阿萨姆大震前是否存在类似的现象尚未查清。如果整个喜马拉雅前缘地区发生大震之前, 都有约20—30年的预备平静期, 那么就不可能找出比哈尔和阿萨姆地震前的这样一种预备平静期的开始年月, 因为这两次大震以前测震能力薄弱。例如1900年前一阶段没有报道1934年

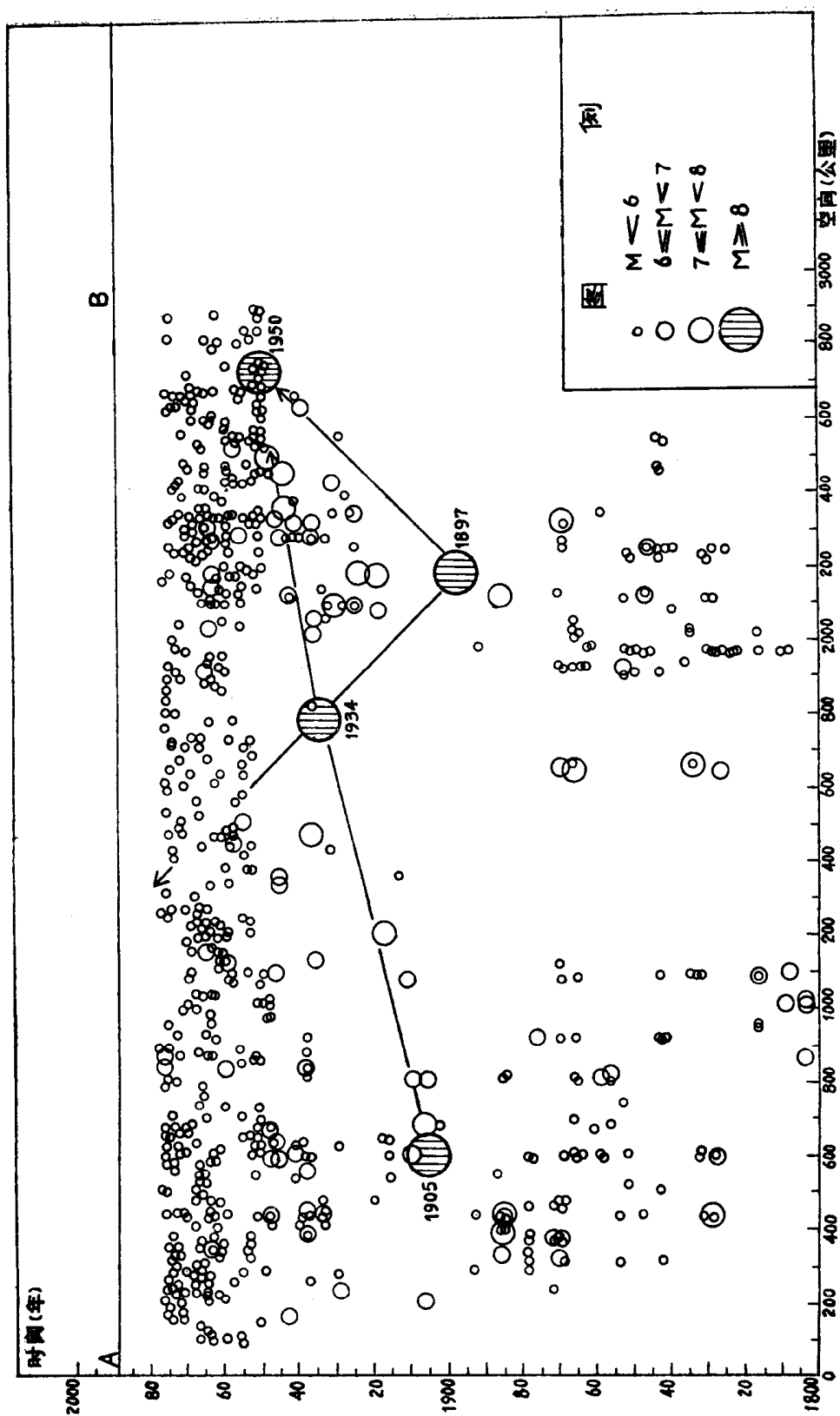


图4 喜马拉雅地震带地震时空分布

地震区内的小地震。因此也就不能这样把某个平静期看作是从1900年开始的。

但是值得注意的是：在1934年大震破裂带的边缘，曾报道过1870年前发生的许多地震。以上资料可以告诉我们这条破裂带可能存在长达64年的前兆期。然而，类似的资料，在1950阿萨姆地震时是得不到的。另一种引人注意的观测资料就是：大震之后该破裂带上的地震活动总的看来趋于减小。这一过程大约持续20年之久。这种平静与较大的地震（ $M \geq 6$ ）有关，在目前情况下，大震后通常发生的小震活动（即余震）仍未记录到，这可能因为当时地震台网监测能力弱。大震后，较大的地震活动下降可解释为在应力低于能形成较大地震所需要的临界值的区域内应力释放的结果。随着时间的推移，板块又会不断地会聚，因而应力将逐渐积累，所以最终又孕育着更大的地震。

可见，1905年地震断裂带的东部地区，新近的地震活动明显下降。1970年以来，这段长400公里的板块边界异常平静。由于这一时期检测水平一直很高，这一平静期是真实的。1971年以来，阿萨姆两次大地震之间的地段也出现类似的平静期。Khatttri和Wyss在1978年也报道了这一地震活动减少的现象。

目前人们公认，大地震震中沿板块边界迁移。喜马拉雅地区很可能存在类似的趋势。第一阶段是1905、1934、1950年大地震呈线状依次由西向东迁移，其平均迁移速率约为每年50公里。第二次迁移也是由西向东，从1897年阿萨姆地震开始，一直延续到1950年阿萨姆地震。这两次地震迁移会聚于1950年阿萨姆地震，1950年阿萨姆地震发生在喜马拉雅板块边界的阿萨姆衔接带弯头附近。因此，人们可以预想出一种大震由西向东迁移的新动向。然而，依据这些资料来判定地震重复迁移的起始地点和时间，证据还是不充分的。此外，人们还可以把1897年阿萨姆地震到1934年的比哈尔地震解释成是一次从东向西的迁移。按这种迁移方式，那么在公元2000年前后，未来的地震迁移方向与1950年大震以东的那段板块边界相交叉。有趣的是，1970年以来该地段一直表现为地震平静期。

地震空区就是未来大震的潜伏区。未来的大震往往发生在先前破裂的断裂带间留下的空区中。先前的破裂带也在其端部集中应力。第一种地震空区被定义为几十年来（ > 30 年）地震带内未发生过大震破裂的地区；另一种地震空区指的是较大地震之前，小震活动平静的地区或空区。因此，除了在最近大震中发生破裂的地段外，其它板块边界地段都符合第一种地震空区的情况。这种情况如图5所示。现已把主震（ $M > 7$ ）的破裂带绘成时间的函数。破裂长度可以根据Wyss（1979）确定的面波震级 M_s 和断层面面积 A 之间的关系得到，断层面的宽度是根据震级设定标算出来的。以上估算程度可能高出40—50%，地震空区的大小同样也是不准确的。我们的这一想法是看过Chen和Molnar（1977）以及Singh和Gupta（1980）的有关文章之后而产生的。Singh和Gupta估计1934年比哈尔地震断层长度为129公里 $\pm$ 30公里，断层面面积是5370平方公里。这些结果是由面波方向函数分析得出的。他们估算的面积比由Wyss（1979）关系式得到的面积小。Ben-Menahern等人（1974）和Chen与Molnar（1977）也用类似的方法估算了1950年大地震断层长度为250公里。正如Seeber和Armbruster（1981）所指出的那样，对这种相互脱节现象一个可能解释就是，在地下浅处具有缓斜断层面的地震不利于形成面波。在估算中，我们也以该板块边缘上在历史上曾一度活动的地段内的地震震中分布（图4）为依据。在1934年的地震中，这段板块边界似乎以上个世纪的地震活动来划分其两端界线。我们的估算结果也得到

Seeber和Armbruster (1981) 根据震害研究所推断结论的支持。

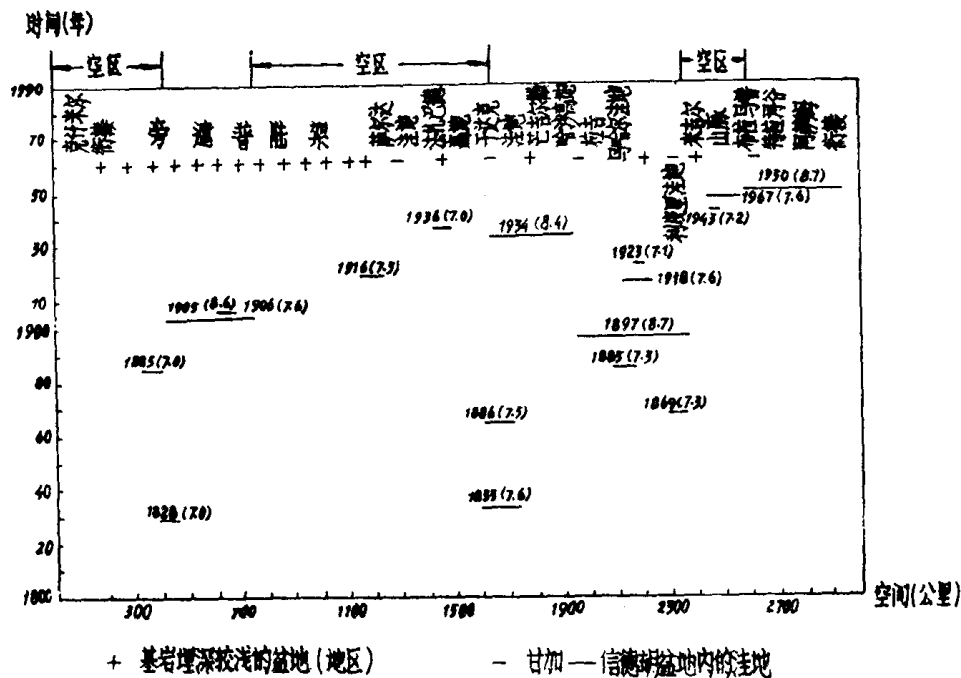


图5 喜马拉雅及邻区大震 ($M > 7$) 破裂带地震空区

喜马拉雅地区可用的地震史料表明，大地震使同一板块边界地段破裂的重复周期很可能是150年以上。因此，在1897年的阿萨姆大地震和1905年康哥拉大地震中发生破裂的地段目前还没有被当作地震空区。而且在其邻近的某些地段，在180多年中还没发生过破裂。这些板块边界地段分别是：（1）1905年康哥拉地震以西地段；（2）1905年康哥拉和比哈尔大地震之间的地段；（3）1897年和1950年两次阿萨姆大震之间的地段阿萨姆空区。但是，Seeber和Armbruster (1981) 认为第二地段在1803和1833年的地震中可能发生过断裂，因为他们怀疑这两次地震是发生在一些大震之间。同时他们还认为，1885年的地震把1905年康哥拉地震以西的空区破坏了一部分。不管怎么说，他们确实把康哥拉正东的地带看作为高地震能潜伏区。在上述1803年、1833年和1885年地震情况中，我们还没有发现其中有一次地震有活动变化的证据。这可能是由于地震目录不完整所致，但可看出这些地震是小震。对于阿萨姆空区，Khattri等人 (1983) 发现这段板块边界的地震活动很平静。而西隆山脉的东缘以科皮里谷地堑为界非常活跃，时有地震发生，同时也认为该段有一粗泡状熔岩体，这一岩体为1897年破裂的东界。

$M < 8$ 级的地震被认为不可能解除板块边界的应力，因而还不能把这样的地段看作未来大震的低地震能潜伏区。本文所确定的地震空区如图6所示。

在我们的估计中，1905年康哥拉地震以西的空区很大，以致将来有可能发生断裂运动而产生大震。1905年康哥拉和1934年比哈尔地震之间的空区长度足可以在三次大震中发生破裂。长约240公里的阿萨姆地震活动空区看来完全可以发生一次大地震。然而，正如前

面指出的那样，本文所阐述的大震断裂带的范围尺度可能多估计了百分之五十，这样，阿萨姆地震空区也就过大了一些。此外，在1934年和1897年地震之间就可能出现一个较小的地震活动空区。

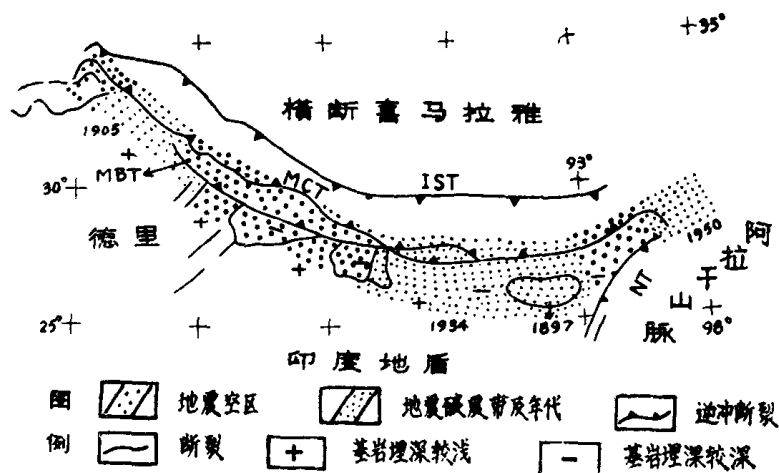


图6 喜马拉雅板块边界断裂带及确定的地震空区

1897年、1905年和1934年地震断裂带均位于基岩高地上。1897年地震发生于西隆山区，1905年地震发生在冲积层较薄的旁遮普基岩分水岭上，而1934年地震发生在芒吉尔·撒哈萨山岭上（见图1、5、6）。显然这样的基岩高地在确定板块边界破裂区的位置中起重要作用。通过这些山脊来看，构成粗泡状熔岩体的所在部位并在最终发生破裂处积累了高应力。假如是这样的话，那么法扎巴德山脊就可能是将来破裂发震的地点。1905年康哥拉地震断裂以东的旁遮普冲积层基岩直到萨尔达凹地西缘可能又是一个高应力积累地带。在阿萨姆空区中，米吉尔山脉具备高应力积累的条件。山脊间沉积物厚的地区可能是断裂以蠕动的的方式渐灭的地区。1905年康哥拉地震以东的地震空区和阿萨姆西缘的地震空区也都位于基岩高地上，看来是符合那些伴之以地震的破裂带特点的。在上述判断中，识别未来高地震能潜伏区的另一个准则可由大震发生前的地震活动速率变化来提供。1897年和1950年地震间的板块边界地段以及1905年康哥拉地震断裂带东侧的邻接地段都属于第二类地震空区。因此，这些地段是高地震能潜伏区。为了预报地震，必须注意观察研究这些区段。

一般说来，假如把过去80年的地震资料做为代表性的资料，那么就可推算整个喜马拉雅边界每30年发生一次大震。另一方面，众所周知地震活动时起时落，板块边界完成一次断裂循环之后，就可以出现较低的地震活动。尽管Seeber和Armbruster (1981) 提出这样一种可能性：如果1803年和1833年的地震都是大震，那么喜马拉雅板块边界可能已经完成了一个完整的断裂循环，但仍没有充分的证据说明这一点。然而，我们认为，这似乎并非如此。总的来说，可以推测喜马拉雅地区有一次大震发生，预计它的发生地点很可能是本文所判定的几个高地震能潜伏区之一。

译自：Tectonophysics, 1983, No. 96, PP281-297.

(高常波译，徐刚、张杰校)

短期地震预报的对策

巴里·雷利

摘 要

导致实验破裂的物理过程有一非线性特点,该特点证明了地震是可以预报的。但是,较小地震的震源非线性效应用于预报具有几十至几百公里破裂长度的地震而言,其根据可能不够充足。因此,预报这样的主震事件或大震事件的对策必须依赖于对可疑的断层整个长度准备状态的了解。两个最有希望的方法是:

(1) 寻找断层带内及边缘区域剪切和膨胀应变的变化,这种变化意味着斯图尔特失稳态的开始。(2) 仔细地观察与剪切和正应变时间变化相关的地震活动,测定破裂点是在长断层的哪一部分。

基于这些物理模式的观测对策要求仔细和经常连续地观测断层带和边界带内的应变。为使地震活动与新给出的应变场的形状相关, $M \geq 2$ 的地震的震源机制和精确定位是必要的。除了象能传播有关应变场信息的水井水位这样的观测以外,纯经验的寻找地震前兆则需降低其重要性。

引 言

美国地震调查局地震预报研究是以这些前提开始的:(1)加利福尼亚是 $M = 5$ 级地震最多的地区,在其附近研究与近震源应变和地震活动有关的前兆现象;(2)同时对整个圣安德烈斯断层系统进行应变和微震活动的大地观测的长期规划。

同时已开始进行物理过程特征包括地震破坏的实验研究。简言之,我们都希望比较易见的前兆不久将出现,而通常认为只要仔细地观测与基础实验的周密的规划即能得到满意的结果(帕基泽等人,1969)。

几个世纪以来,对报告地震前兆现象就仿佛偶然发现珍宝似地讲述一番,而不是进行系统的观测规划(普雷斯和布雷斯,1966;荻原和力武,1967)。为了系统地研究这种前兆,认为需要震级约 $M \geq 5$ 的频繁事件,其震源区不比震源深度小。需要频繁的地震,理想条件是应有两种或更多的探测设备,每隔2—3年放在地震事件一倍震源尺度的距离内。在加州过去的40年,由于选择产生这些中强震相对恒率,圣胡安仓蒂斯塔的圣安德烈斯断层南部50公里处,是 $M = 5$ 级地震事件最集中的地方。该地区的最主要的优点是人烟稀少。在预报实验区内不会发生灾害性地震。

目前,地震预报的对策投资甚少。根据倾斜仪在地面上的记录,不同的形变脉冲出现在一些中强震之前。例如,莫顿森和岩坪(1980)在汉密尔顿山地震之前记录到明显的、重复的倾斜异常。其它的地震,如著名的凯奥蒂湖地震($M = 5.8$, 1979年8月6日),

虽然观测仪器安装在距震源相当近的地方，但地震之前并没有出现短期倾斜异常或地磁信号。选择的研究方法仅占用少量仪器装备，但是，为了防止气候和其它的噪声干扰，将更灵敏的仪器设置在相当深的部位，主要依靠用光电装备经常地、反复地进行引长基线测量距离。这两种选择法造价高，所以，确定可能产生大震的地震空区中才使用该测量系统。为成功地利用足够多的仪器记录一些形变前兆，表示 $M = 5$ 级地震的地震源附近在地震之前的应变场，但是，资料回收费用太昂贵。 $M = 5$ 级的地震的断层可能与8级地震的特点很不相同。所以，目前在加州和阿拉斯加，地震预报规划的重点已转向监视大地震空区。本文的问题是：我们如何监视断层，以使那些对预报下次大震有用的资料得到最佳的回收。

地震前兆

现在，观测地震前兆的记录混乱。首先，在大多数的大震附近，缺乏系统的长期观测，因此必然使注意力集中在前兆和随后地震的实际相关的事例上（参见：力武，1976等）。对历史上的地震研究比较好的几乎还没有，而且对这些地震前兆也没有进行观测，因为，观测的时间短，加上大震不频繁，所以，通常就没有把握确定推测的前兆是不是真正的异常。

此外，这些表面上的异常观测没有发现地震，因此鉴别出现地震前兆的时间和地点产生了一系列的问题。1979年，在南加州的横向范围的一些井的异常高放射率（夏皮罗等人1981），以及在大地应变积累图象里异常（萨维奇等人，1981）的一致性，已在加州出现了，在地球物理观测中构成了最惊人、范围最广的异常。埃尔森特罗地震（1979年10月15日； $M = 6.8$ ）也许与这些视前兆有关。然而，如果是这样的话，缺乏氦射气的局部异常（C. Y. 金，个人通讯，1979；Y. Chung, 1979，个人通讯）将造成定位预报的困难。由于异常是发生在地震前的几个月或更长，计时预报事件同样也是困难的。

假如，在人烟稀少的地区测到这些异常，那么只在科学意义上是很重要的。但是，在洛杉矶附近发生这些异常，再加上复杂的社会学成分，即，需向公众解释存在着的危险性不断地在增加。我们已期望，这种前兆有可能对未来提供及时的、准确的警报，目前对产生的社会学问题的这些异常的重要性理解甚少，这是很值得研究的。但是，目前还没有这样的期望。按照这个观点进行终端监视二阶矩现象，将预报规划的来源集中在测量参数上（该参数变化直接提供了导致地震破坏过程实质的资料）。

地震预报的物理根据

除了在地震破坏不久前出现非线性过程，否则我们就不能及时地预报地震。有两个有利的选择是前兆无震滑动和前兆膨胀破裂。对于大震，第三种可能性与震源过程无关是在断层经过孕震层的应变率分布变化的荷载率的非线性，例如，地壳低层塑性变形。所有这些都可能有相似的物理过程，经实验鉴定，对时间常数是未知的或只略知一些。虽然对迪特里希提出的理论有争议，在实验室允许一秒钟破裂的前兆滑动间隙的定标，而地震需更