



地壳形变与地震  
译丛

赠阅 请交换

国外诱发地震专辑

1985

国家地震局地震研究所  
情报资料室

71305

CRUSTAL DEFORMATION AND EARTHQUAKE

# 地壳形变与地震

## 译 丛

国外诱发地震专辑

1985年

## 目 录

|                                     |                    |
|-------------------------------------|--------------------|
| 苏联吉尔吉斯地区托克托古耳水库区的地质构造与地震活动          | 李安然译 刘锁旺校 (1)      |
| 内布拉斯加州西南睡谷油田一带诱发地震活动的可能性            | 刘锁旺译 甘家思校 (12)     |
| 南卡罗来纳州蒙蒂瓦洛水库现场测量的构造应力与诱发地震应力参数解的对比  | 王清云译 严尊国校 (19)     |
| 南卡罗来纳州蒙蒂瓦洛水库诱发地震活动区的地质条件            | 许汉香译 甘家思校 (32)     |
| 北加州盖泽开采蒸汽诱发地震与储水体状态                 | 陈永成译 刘忠书校 (42)     |
| 根据加州盖泽—克利尔湖地区 $P_n$ 到时研究倾斜莫霍面和地壳低速带 | 姚骏译 方荣颐校 (49)      |
| 丹佛注水诱发地震的储水体分析                      | 胡瑞华译 甘家思校 (59)     |
| 非洲卡里巴湖水诱发地震和卫星影象的综合研究               | 隗福鹏译 严尊国校 (75)     |
| 用多模态瑞利波频谱比和线性判别式分析测定震源深度            | 张国安译 陈步云 严尊国校 (83) |
| 水库诱发地震的统计检验                         | 余永毓译 刘忠书校 (97)     |
| 水库诱发地震活动的危险性估计                      | 高士钧译 隗福鹏校 (111)    |
| 水库·地震·环境                            | 韩晓光译 严尊国校 (118)    |
| 根据犹他州邦维尔湖岸线的回跳差异推求上地幔粘度             | 薛宏交译 甘家思校 (127)    |

# 苏联吉尔吉斯地区托克托古耳水库区的地质构造与地震活动

*D.W. Simpson*      *M.W. Hamburger*

(美国哥伦比亚大学拉蒙特—多尔蒂地质观察台)

*V.D. Pavlov*      *I.L. Nersesov*

(苏联莫斯科地球物理研究所)

## 摘 要

苏联吉尔吉斯地区中部纳伦河上的托克托古耳水库坝高214米,库容19.5亿立方米。中亚的一条主要构造形迹,即塔拉斯—费尔干纳断层通过库区。目前,对于断层带上新生代的构造运动性质尚有争议,但现今沿断层的右旋运动迹象是相当明显的。该区域的地震活动具有中—强水平,1946年在查特卡耳山脉和塔拉斯—费尔干纳断层交截点(距大坝约65公里)附近发生过一次7.6级地震。大坝1975年建成,1979年底水库水位达到设计深度的 $\frac{3}{4}$ 。1977年后期,当水位第一次超过100米时开始出现弱小的地震活动。1978年7—8月用流动台进行了微震观测,同年10月安装了7个台组成的遥测台网。之后发生了一次2.5级的诱发地震,其震中紧靠坝区,震源深度很浅(2—5公里),并且与水库水位相关。根据1978—1979年收集到资料的初步分析,一条深达5公里的地震活动带与地质上通过大坝下面且与纳伦河谷平行的一条逆断层是吻合的。在距大坝上游15公里处,该断层也通过坝区,只因水位尚未达到100米,乃致沿断层的地震活动还没有表现出与水库注水相关的任何变化。

## 一、引言

中亚山区是苏联境内在构造上和地震上最活动的地区之一。从大范围看,它属于广阔的欧亚构造带,后者是始新世以来印度板块向北运动乃致相互碰撞而变形产生的。帕米尔,即苏联中亚主要山脉的最南端,实属地中海—阿尔卑斯—喜马拉雅构造系(Nalivkin, 1973)。它们形成了一个向北凸出的弧形,往北与总体呈东西方向延伸的天山相接。天山本身是晚古生代强烈变动形成的乌拉尔地槽延伸部分(Nalivkin, 1973; Burt-

man, 1975)。天山的高度、第四纪活动断层(Tapponnier和Molnar, 1979)和强烈的地震活动等,都是现代新活动的例证。

为了解决中亚各共和国的灌溉和电力问题,苏联工程师们在这样的构造背景地区兴建了一系列大型水电工程。其中特别有趣的是托克托古耳水坝,因为它靠近塔拉斯—费尔干纳断层并具有潜在的诱发地震危险性。苏联地震工作者已经对区域地震活动性进行了研究(Nersesov等, 1960; Grin, 1964)。根据苏—美有关地震预报的合作计划,为详细研究塔拉斯—费尔干纳断层的地质构造和托克托古耳水库区的地震活动,已经建立了

一个稠密的地震遥测台网。

## 二、托克托古耳大坝和水库

托克托古耳大坝座落在吉尔吉斯中部纳伦河上一个陡峭的峡谷中，是一座钢筋混凝土结构的、高达214米的坝。该坝建成于1975年，由于降雨量小，水库水位到1977年底才超过100米。水库最大库容19.53亿立方米。大坝位于卡拉库尔断层上游约4公里的

地方。卡拉库尔断层(K.K.F)走向北东并且在水库南东近10公里处与塔拉斯—费尔干纳断层交汇(图1)。地质研究表明，纳伦河就是循自坝区向北往塔拉斯—费尔干纳延伸的一条活动逆断层发育的。从坝区开始，水库顺纳伦河往北通过一条峡谷直至塔拉斯—费尔干纳断层附近才进入水库主体范围。水库总体长60公里，其西南边缘有将近20公里是与塔拉斯—费尔干纳断层的断层崖相接的。

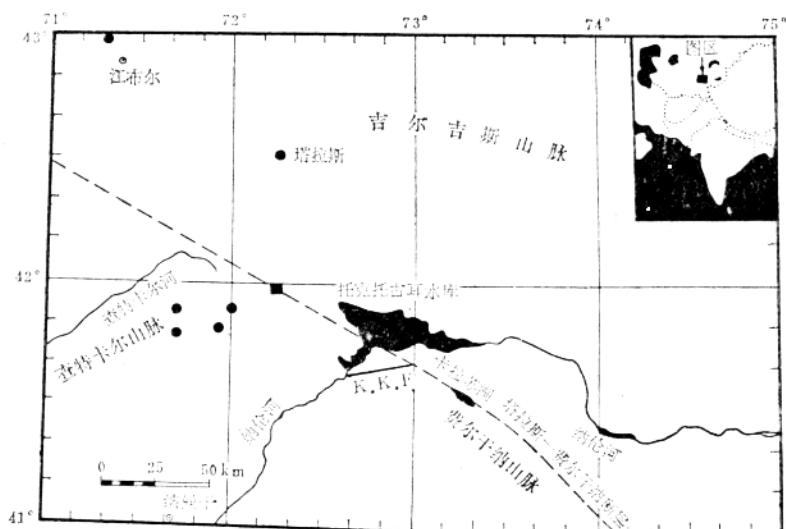


图1 托克托古耳水库区。1946年查特卡尔耳7.6级地震不同震中位置分别是Kondorskaya和Shebalin 1977年定的震中；Lamont—Doherty计算机重新确定的震中；国际地震摘要采用的震中；Caloi和Peronaci 1948年定的震中。黑方块和江布尔以北的实心圆表示1971年两次地震(Kondorskaya和Shebalin, 1977)。K.K.F.表示卡拉库尔断层。

## 三、塔拉斯—费尔干纳断层

塔拉斯—费尔干纳断层系是中亚地区一条主要的构造带，它西北从哈萨克斯坦通过吉尔克斯进入中国西部，全长逾800公里，是西天山和中天山山脉的分界线(Rozova等, 1968)。该断层与延入中国西部昆仑山脉一系列有关的断层组合成长达1200公里的

天山—昆仑断层系(图2)。它把整个区域分割成各自独立的断块，实属第一级的构造形迹(Burtman等, 1963)。

在西北以该断层为边界，北天山加里东地槽(早古生代)和中天山海西地槽(晚古生代)相接，其接合线即称为尼古拉耶夫线(Yakubov等, 1976)。在托克托古耳，尼古拉耶夫线偏离塔拉斯—费尔干纳断层而顺主天山断层向东延伸(Rozova等, 1968)。

因此托克托古耳盆地恰位于这两条深大断裂的交汇处。至托克托古耳东南，塔拉斯—费尔干纳断层切割了海西运动变形的古生代建造。在阿尔泊拗陷，该断层在中国边界附近为侏罗系所复盖，再向南延伸则为同走向的Terektin断层 (Burtman等, 1963)。此断层切割了塔里木地块中前寒武纪的结晶岩和西昆仑的海西褶皱带，沿线大部分产状都是近于直立的 (Burtman, 1963)。

断层沿带的运动型式和范围是不一致的 (Krestnikov和Shtange, 1979)。Ulomov

(1973)、Molnar' 和 Tapponnier (1975) 认为该断层是印度和欧亚板块碰撞造成地壳缩短以致沿古生代时期的右旋走滑断层重新发生了侧向错动 (见Molnar和Tapponnier, 1975)。Molnar和Tapponnier认为，在印度次大陆的北部和东北部，印度和欧亚板块间的碰撞形成了一个由逆冲断层，走滑断层以及延伸到中国境内长达200公里的裂谷系组成的广阔形变带。至印度次大陆西北部，由于兴都库什，帕米尔和南天山等地出现大量逆断层，使这一形变带更为强烈，该地区走向

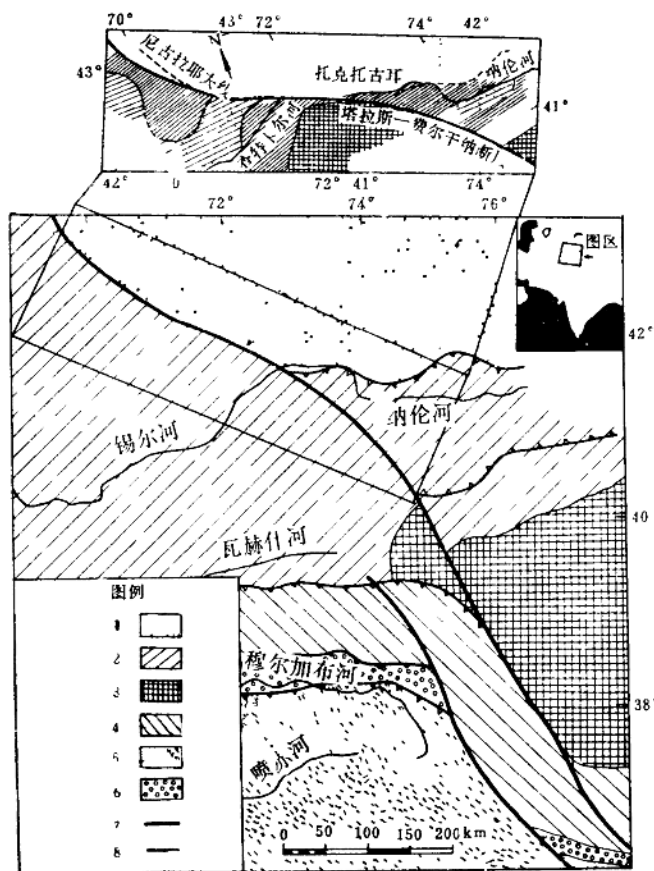


图2. 中天山和帕米尔北部的主要构造单元

1—1、1—1' 分别表示天山—昆仑和帕米尔—卡拉罗可罗两条主要的走滑断层 (据Burtman等, 1963)。图上部表示托克托古耳地区上泥盆统的分布。(a) 陆源碳酸岩, (b) 泥质和砂质石灰岩; (c) 石灰岩和白云岩; (d) 剥蚀区, (据Burtman, 1961)。

图例说明, 1. 加里东褶皱区, 2. 海西褶皱区, 3. 塔里木地块, 4. 海西褶皱区, 5. 中生代褶皱区, 6. 图南东是帕米尔凹陷, 南西是帕米尔隆起, 7. 主要走滑断层, 8. 逆断层。

滑动不象东部地区显著,但其地震活动性表明塔拉斯—费尔干纳断层及其有关现代构造是活动的(图2)

Burtman (1961、1963) 根据对天山中部地区古生代建造的详细岩相研究认为:塔拉斯—费尔干纳断层在古生代和第四纪时期经历了两幕构造运动,其右旋错距达250公里。沿断层晚前寒武系和晚二迭系沉积物的错距是相同的,这表明该断层的主要错移是在海西旋回褶皱作用和岩浆作用的最后阶段即二迭—三迭纪发生的。泥盆纪和石炭纪的岩石组合(图2)则表明断层错开了200公里,并且断层带附近塑性变形又产生额外50公里的位移。由晚古生代片麻状花岗岩侵入体发生225公里的右旋错移也证实了沿断层水平运动的存在(Burtman, 1963)。该侵入体的两位错盘是在托克托古耳南东100公里和其北西125公里的100公里长的露头上观察到的。Kravchenko (1979) 引用古地磁资料来证实查特卡耳地块发生了60°的顺时针旋转(表现为一组NE向延伸的山脉被骤然截断,见(图1)),这种旋转是与晚海西期沿断层的运动相联系的。

在断层水平运动形成的一系列拗陷中堆积的上三迭统和下侏罗统地层证明在中生代该断层是活动的。但是沿断层的侧向(水平)错动一直到第四纪时作为阿尔卑斯造山带的一部分才有表现。

断层第四纪和现代活动的实例是很多的。Burtman (1963) 报道了从东经71°.50到74°.50长达275公里的断层段(图1)上有20个错动点,根据河道和水碛层错移所显示的断层现代右旋错距可达30—100米。Rantsman (1963) 指出在托克托古耳水库区北西端横切断层的河道自第四纪中期以来的错距达1.5—3公里。沿断层的三个湖泊(包括图1中的卡拉苏湖,见Wallace[1976])自第四纪中期以来都有地震引起的崩塌(Rantsman, 1963; Krestnikov和Shtange, 1979)。根据古地震错动显示的崩塌及其有

关地形变化的时代, Krestnikov和Shtange (1979) 认为全新世中期以来塔拉斯—费尔干纳断层带附近至少发生过8次6.5级以上的地震。有关表明塔拉斯—费尔干纳断层现代活动的很多构造地形照片可参见Burtman (1963)、Wallace (1976)、Tapponnier和Mofnat (1979) 等人已发表的著作。

#### 四、区域地震活动性

天山中部及其周围地区1900—1977年的震中位置表示在图4上。1946年11月2日在大坝北西65公里的塔拉斯—费尔干纳断层和查特卡耳山脉交汇处附近发生了查特卡耳6.5级地震。这是本世纪以来托克托古耳地区最大的地震,它的破坏范围超出了吉尔吉斯中部广大地区,并且远至距塔什干250公

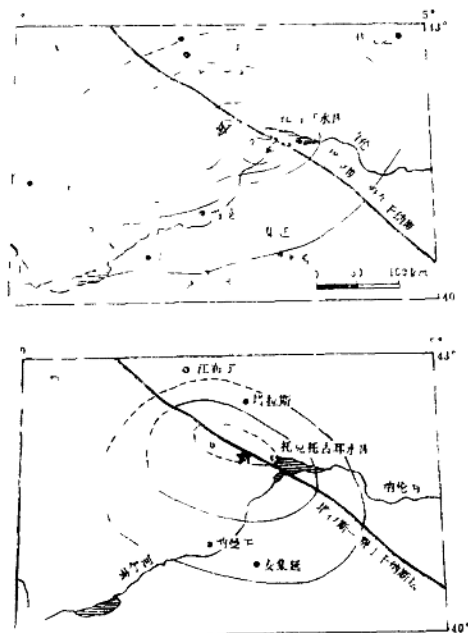


图3(a)查特卡耳地震(1946. 11. 2,  $M=7.6$ )和(b)托克托古耳地震(1971. 10. 28,  $M=5.6$ )等震线图

烈度值是按苏联12度烈度表划分的,虚线表示推测的等震线,\*表示Kondorskaya和Shebalin(1977)确定的主要位置。[(a)据Ronova等,1968;(b)据Astafeva等,1972.]

里的地方还经受了V度的震动(图3a)。极震区(Ⅷ度)长轴向东南方向延伸到托克托古耳(平行于塔拉斯—费尔干纳断层),长达80—100公里(Rozova等, 1968)。地震造成一巨型滑坡体( $300 \times 200 \times 10 \text{ m}^3$ ),在坝址区上游堵塞了河道。中烈度区等震线形成了一个特殊的L形区:沿塔拉斯—费尔干纳断层和与其垂直的查特卡耳山脉NE走向分布。第4、第5圈等震线则圆滑而形成椭圆形,长轴亦与查特卡耳山脉平行(Rozova等, 1968)。上述效应是由于沿塔拉斯—费尔干纳断层走向地震波迅速衰减所致。

迄今对查特卡耳地震的断层作用方式和震中位置尚有争论。Ulomov (1974)认为这次地震是沿塔拉斯—费尔干纳深断裂的右旋走向滑动引起的,而其他研究者(如Nersesov等, 1960)则提出是与查特卡耳山脉存在的向北东方向延伸的横断层相联系的(图1)。根据国际地震摘要1946年震中目录所公布的时间值,计算机确定这次地震震中是 $41^{\circ}46.8' \text{ N}$ 、 $71^{\circ}55.8' \text{ E}$ ,即在塔拉斯—费尔干纳南西25公里和查特卡耳山脉南东大约15公里的地方。可用于确定震源深度的资料是缺乏的。Caloi和Peronaci (1948)根据所假定的深部震相建议把深度定为73公里。但这与用断层带上现代弱震所确定的深度(小于20公里)是不一致的。

这次地震后有很多余震发生,直到1950年才恢复到其正常水平(Nersesov等, 1960)。现在的地震活动图象是在1946年震中区沿塔拉斯—费尔干纳断层形成一个密集区(图6),同时还有与此断裂垂直的。沿查特卡耳山脉分布的另一个不太显著的震中区。用区域台网和遥测台网确定的最可靠的震中(Kondorskaya和Shebalin, 1977)是在这两方向震中区交汇点附近,即大致在塔拉斯—费尔干纳断层带西南10公里的地方。

1946年地震的震源机制解(Shirokova,

1974)表明发震断层是沿与塔拉斯—费尔干纳断层近乎平行的面作纯右旋走向滑动的。与其相交的另一个节面则可认为与NE向查特卡耳断层相当。

1971年10月28日在1946年地震的余震带上发生了一次5.6级地震(图3b)。地震等烈度线沿塔拉斯—费尔干纳断层延伸,并且震中靠近1946年地震的位置。Ni(1978)求出了这次地震的震源机制解, Tapponnier和Molnar (1979)、Patton (1980)等认为这次地震是沿着向东或ENE方向(大致平行于查特卡耳带)一次纯逆冲作用造成的。但是Tapponnier和Molnar也指出不能排除有走向滑动分量的可能性。与所用的初动资料相一致的另一个节面解可以体现一个有意义的右旋走滑分量,这个滑动面和塔拉斯—费尔干纳断层走向一致并且倾向北东。然而,这个活动带上的震中都落在塔拉斯—费尔干纳断层的西南侧。事实上,如果将该带顺上述北东向倾斜面上延,则可能在地表甚至断层西南更远的地方出露。这就佐证了Tapponnier和Molnar (1979)认为地震是在平行于塔拉斯—费尔干纳(而不是在其南西)的断层上发生的论断。不过震中定位的系统误差是可以导致震中带与断层带不相一致的。

由于塔拉斯—费尔干纳断层和查特卡耳山脉这两个主要的构造形迹斜向交截而形成一个复杂的带,这就使得确定查特卡耳地震准确的震源位置的可用资料显得缺乏。很多苏联研究者都强调这样一种连结(交接)带在评定地震危险性中的重要性(例如Rozova等, 1968; Nersesov等, 1960)。1946年地震可能就是包括分别沿塔拉斯—费尔干纳和查特卡耳倾向走滑和逆冲两种复合破裂产生的。Jackson等对1974年帕米尔北的Markansu地震的成因也提出了类似的复合破裂机制。

1971年5月10日在距托克托古耳西北大约150公里的嘉巴尔附近发生了一次地震,

这次地震只要用远震资料就可对其断层面进行分析。地震震中定在北天山断层附近,具体位置是在该断层与塔拉斯—费尔干纳断层交汇点北东 60 公里的地方(图 1)。Ni (1978) 认为这次地震发生在塔拉斯—费尔干纳断层上,并且震源机制为右旋走滑,这是错误的。Tapponnier 和 Molnar (1979) 给出了一个比较合适的震源机制:这次地震起源于一个与本区北天山断层延伸近乎一

致、倾向 ENE 的面上发生的纯逆冲断层活动。

除了查特卡耳地震及其余震外,图 4 上没有表示出本世纪主要的地震活动和塔拉斯—费尔干纳断层有任何明显的联系。但是沿此断层的小震活动表现出一个较高的水平(图 4)。值得注意的是沿查特卡耳带西北的断层地震活动急剧减少(图 4、5a)。这证实了 Tapponnier 和 Molnar (1979) 得出

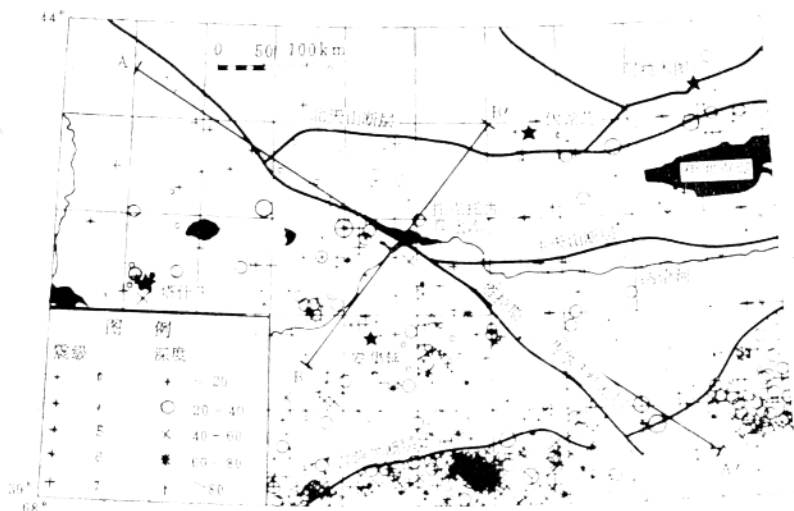


图4. 中天山和帕米尔北部1900—1977年的地震活动

大于 5 级地震资料是按《苏联强震新目录》(Kondorskaya 和 Shebalin, 1977), 小震资料按国际地震中心 (ISC) 和美国地质调查所初步确定的震中目录。选定震中的准则与 Kristy 和 Simpson (1980) 描述的相同。主要断层和剖面位置参见图 5 和 6。

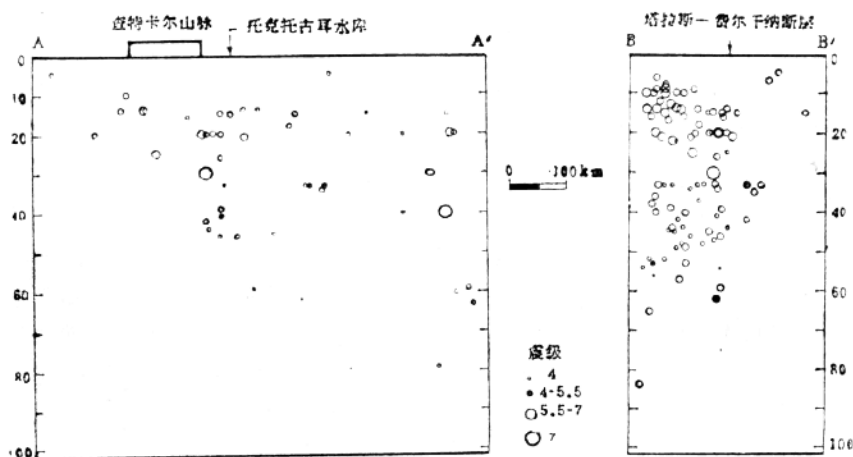


图5. 沿图4中AA'和BB'剖面的横剖面

垂直放大 5 倍。震中收集范围, AA'剖面 50 公里, BB'剖面 150 公里。

的论结,即:根据陆地卫星影像判读,该断层的北部活动性要较南部低。

图4图5b表明塔拉斯—费尔干纳断层活动具有沿走向分段的特点。断层北东侧的地震活动性明显偏低。这种情况看来不象是由于台站分布不均一所造成,几位研究者通过区域分析都证实了这一点(Nersesov等, 1960; Rozova等, 1968; Grin, 1964)。如果沿塔拉斯—费尔干纳断层存在逆冲分量,则断层南西侧的地震活动将与逆冲断块中形变量较大的地段一致。这种情况可能是与该断层仅仅切割了流变性质不同的岩石相联系的。

采用一个与塔拉斯—费尔干纳断层走向滑动相一致的模型也可以解释这一现象。在托克托古耳西北的查特卡耳—朴斯克姆山脉中由于一系列横向断层的逆冲作用,使得南部断块向北西方向的运动骤然减小,并且地壳厚度亦由于沿北东倾向面上的俯冲而骤增至65公里(Ulornov, 1973)。查特卡耳地区西北断块之间相对运动急剧减少,这就使

得沿查特卡耳山脉的俯冲运动在南部断块运动中占了主导地位。这些压应力通过断块的传递,而致使南部断块沿次级断层产生了地震活动,例如卡拉库耳和托克托古耳地区与塔拉斯—费尔干纳横交的其它一些断层即其实例。北部断块相对稳定,内部构造形变与南部断块不同,震源机制资料可说明这个问题。

托克托古耳地区在地震学研究上是有特殊意义的,其原因是:1) 在构造上本区位于塔拉斯—费尔干纳和天山主体断层这两个活动构造形迹的交汇点附近;2) 地震活动性高。按苏联文献,以参数 $A_{10}$ 所表示的地震活动度是中天山和北天山地区最高的(Nersesov等, 1960);3) 正好在查特卡耳地带附近,即托克托古耳西北, M面深度图上出现一个显著的阶变,此或许与以上讨论的俯冲作用有关。Riznichenko等(1975)认为中天山地区的大震是与地下界面这种高梯度(阶变)变化相联系的。4) 塔拉斯—费尔干纳断层的走向在托克托古耳附近从

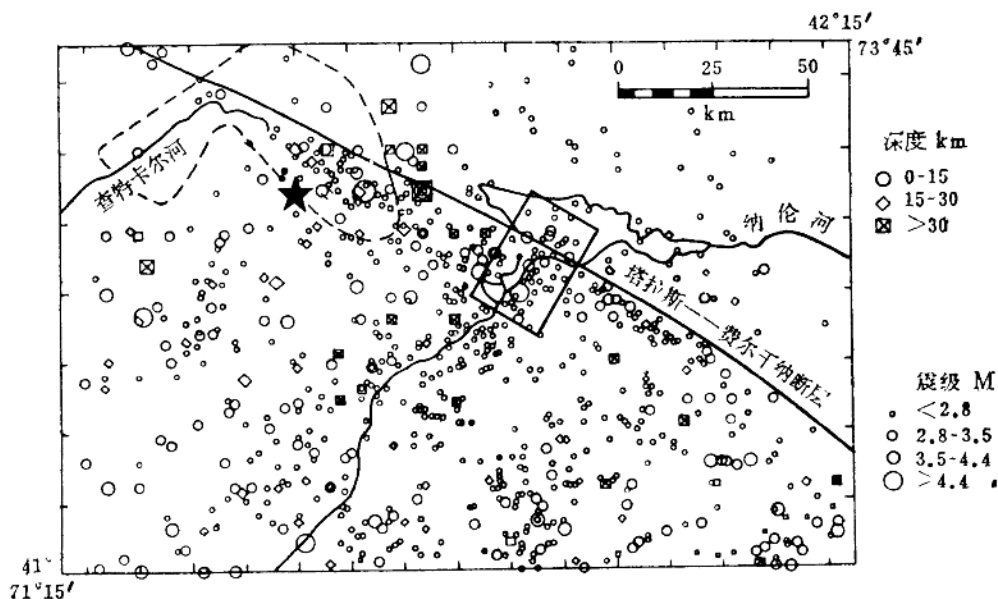
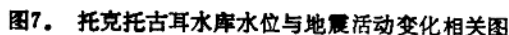


图6. 托克托古耳水库1965—1977年的地震活动性分布(据地球物理研究所目录)

星号表示1946年查特卡耳7.6级地震(Kondorskaya和Shebalin, 1977)。虚线表示查特卡耳地震余震带。方框表示图8a中的坝区。



地震资料根据地球物理所编录的托克托古耳地区1966—1978年地震目录(图6范围内)。1973年开始地震数目突然增加是由于1—3级地震的改变引起的。下图 $\sqrt{E}$ 是由地震大小(级数 $k$ )计算出来的,它主要取决于大地震的分布,即不能反映1973年的变化,因此整个时间段内地震活动水平似乎是相对稳定的。下图上的数字是大震震级。

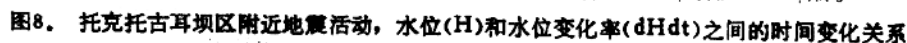


图8a中每10天的地震数目是图8方框中表示坝区的、由地震研究所目录得来的。图8b中每10天的地震数目是S6地震台记录的。图8b中的箭头指示水位超过100米的具体时间。注意图中没有包括1978年12月以后(图8a)和1979年9月以后的地震。

NW变化到WNW。Burtman (1963) 指出塔拉斯—费尔干纳断层走向是多变的。在与美国加利福尼亚的圣安德烈斯断裂带上沉积盆地相似的利昂提耶夫 (Leontiev) 和阿耳帕 (Arpa) 拗陷产生引张构造, 断层在这一带为近南北走向。托克托古耳附近断层多为NW走向, 这样就增加了断层上挤压分量, 有利于应力集中, 因而有大地震活动;

5) 在托克托古耳东南大约40公里的卡腊苏湖和西北65公里左右的Sarychelek湖和大坝附近的卡拉库什都有大地震造成的崩塌, 此无疑是大震发生的地貌证据 (Krestnikov和Shtange, 1979)。该地区大震重复时间是长的, 但托克托古耳地区上一世纪缺乏大震可能暗示着已经累积了高的应变。

## 五、托克托古耳水库 附近的地震活动

莫斯科地球物理所 (IPE) 和伏龙芝吉尔吉斯地震研究所 (KIS) 自1965年以来在托克托古耳附近建成了4—11个台组成的台网。临时性的考察队也很详细地研究了该地区1957—1959年和1962—1963年的地震活动 (Grin, 1964)。1965—1977年由地方台网确定的地震震中表示在图6中。震中密集区分布在1946年查特卡耳地震震带、托克托古耳坝区附近和托克托古耳东南的卡腊苏湖一带地区, 可见断层西南侧地震活动水平确实高。正象图1中查特卡耳地震震中分布一样, 该地区地震活动主要偏向塔拉斯—费尔干纳断层线西南侧。正如Ellsworth (1975) 在研究加利福尼亚的圣安德烈斯断层上的地震时所指出的, 断层两侧地壳厚度的显著差异或速度不同可以引起几公里震中位置的系统误差。大部分台站常常把该区震中定在活动区的南边或南西边; 如果定位时所用的速度过低, 则震中位置就会因此往西南偏很多。

图7表明了地震活动性随时间的变化。在此期间最大的一次地震是1971年查特卡耳5.6级地震。水库区附近最大的地震是1966年发生在坝区旁边的4.6级地震。1974年以来, 地震能量释放明显减少 (图7)。过去五年多时间里能量释放逐渐减少, 这在塔拉斯—费尔干纳及其周围整个区域是特有的。注水第一阶段在靠近坝区范围 (图6所示) 内地震数量在时间上的变化表示在图8中。1977年后, 大坝东约7公里的一个地震台记录的小震数量突然增加起来, 这些地震大都很小, 不能确定震中, 因此没有统计到图8a所用的目录中。但 $S_0$ 台站记录这些地震的时间、大小和 $S-P$ 时差等数据是有的。往后的资料进一步证实, 这些地震离坝区是非常近的。每10天的地震数目和水位及水位的日变化表示在图8b中。1977年10月水位首次保持在100米以上, 于是地震的次数明显地增加起来。1978年1月中旬水库水位增加到将近115米, 地震的平均数增加到每日4次。1978年5月、7月和10月随水位增加而伴生的地震数目增加不明显, 到1979年7月初当水位增加到150米的新高程时突然出现了一次较强的地震活动。

## 六、1978—1979年的地震 活动研究

根据苏—美联合研究托克托古耳水库诱发地震的计划, 1978年7—8月利用流动台和10月份安装7个台组成的遥测台网进行微震观测。1979年又安装了两个附加的台站。苏联在托克托古耳地区有7个台站。其中遥测台网中有三个台配备着三个互相垂直的分量和一个低增益的垂直向线路。该低增益的线路靠恒定位移响应 (Constant displacement) 工作, 而三个高增益的线路则靠恒定速度响应工作。遥测台网的三个多分量台布置在主要活动区周围, 四个单分量台则放

在该区适合的位置和能有效控制区内地震活动的距离上。苏联和美国台站组成的联合台阵能很好控制水库区的地震活动：苏联台站可广泛监测区域内大震活动，美国台站则能对坝区和水库深部最活动的地点进行较详细的观测。遥测台网的记录系统是用标准的、

$\frac{1}{4}$ 英吋四轨道录音放音的磁带录音机作为基

本的记录。该系统具备计时的分辨能力和用小台网研究地方性地震所必须的动态范围，现已证明该系统对于遥远环境工作起来花钱少并且可靠、简便。多达8道传输调频的地震信号能在三条线路的每一个磁带上记录下来，同时在第四条线路上还能记录计时信息。当然只有当该系统被地震触发时才有记录。记录器具有100圈磁带环，可以连续工作，因此能记录到达各台站的P波初动。拾震器也控制多线路示波器，地震记录通过示波器显示出来便于及时分析。从磁带里脱机再现记录，可用于对有意义的地震进行详细研究。

1978年11月—1979年10月该台网定位了270个地震。大部分地震集中在坝区附近，这里类似的地震活动是1978年7—8月用流动台观测微震时发现的。图9表示了用遥测

台网资料初步确定的震中位置。这些震中是用计算机HYPOINVERSE程序和Nersesov等(1960)的速度模型确定的。

这种速度结构是在托克托古耳地区进行爆破和地震研究基础上得出来的一个平均模型。图9所示震中位置的精确度(台网范围内地震近似 $\pm 1$ 公里)会有所提高，因为用地震和爆破资料改进了台网区的速度模型和确定台站的时间校正。

图9中地震最密集的地区是直接发生在大坝下面一个近10公里长的狭窄带上。震中区平行于纳伦河谷形成一个NE—SW的图象。图10的剖面上可以看出这些地震主要局限在2—5公里的深度范围之内，它们相当于苏联 $S_{3.6}$ 台记录的S—P时差小于1.5秒的那些地震(图8b)。该区域自1977年起震级没有超过2.5级。这些地震在空间上与水库最深部分接近以及和库深最先超过100米的时间呈同步关系(图8)，清楚表明其属水库诱发地震。

坝区附近的地震活动和其有从坝区沿纳伦河下游扩散的趋势，表明纳伦河确实如地伦上所证实的是为断层控制的。直到1979年质期，在塔拉斯—费尔干纳断层通过水库的后方，即坝下游15公里附近的地震活动一直没有增加。

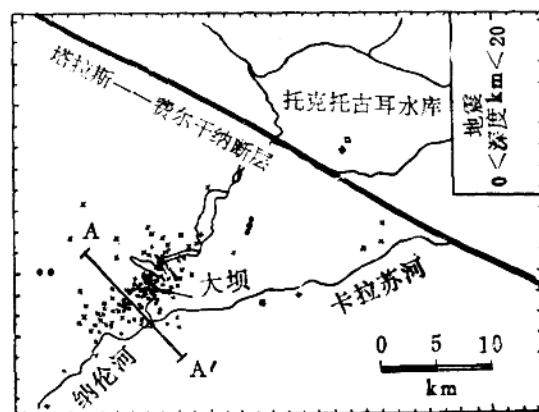


图9. 1978年10月—1979年10月遥测台网记录地震的震中分布。

地震用计算机HYPOINVERSE程序定位(Klein, 1978), 速度结构据Nersesov等(1960)。主要河流和库域是据1978年水位130米时的卫星印象。AA'是图11中的横剖面位置。

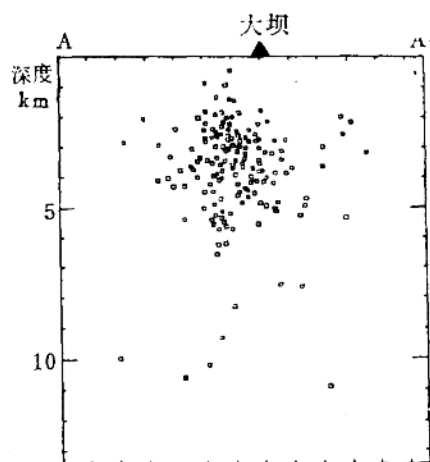


图9. 图10AA'线横剖面

垂直比例尺未放大。剖面中表示了AA'线7公里范围内的地震。

## 七、结 论

根据托克托古耳水库的大小、构造条件和靠近大断层,我们曾考虑注水有可能诱发地震。在水位趋向160米的初期阶段果然发生了两次突然出现的地震活动:1977年10月水位开始超过100米时发生了第一次地震活动;1979年6月水位从125米急剧增加到160米时发生了第二次地震活动。地震都集中在坝区附近和库区最深位置,震中顺纳伦河谷走向呈线型分布。诱发地震释放的能量不大,1977年10月以来,坝区最大的地震是2.5级。震中非常靠近坝区,震源深度浅并且和水位有相关性。地震活动历史表明,坝区可能连续发生 $4\frac{1}{2}$ —5级地震,而区域范围内则有发生 $7\frac{1}{2}$ 级地震的条件。水库水位还可以再增

加40米。在大坝上游15公里,即水库通过塔拉斯—费尔干纳断层的地方,水位在1979年底前还没有超过100米,当水位继续升高时,沿塔拉斯—费尔干纳断层还会诱发地震。坝区附近小震活动表明至少区域内部分地区是处在易被水库荷载触发而破坏平衡的状态。近几年里当水位升高到最终设计高度,要密切注意地震沿河谷往北迁移的趋势。塔拉斯—费尔干纳断层或许是处在一种易于受到破坏的状态,由于它通过水库区及其本身构造特点,因而有可能引起显著的水库诱发地震灾害。

译自: Journal of Geophysical Research, Vol. 86, No. B<sub>1</sub>, pp. 345—358, 1981.

李安然 译 刘锁旺 校

# 内布拉斯加州西南睡谷油田一带 诱发地震活动的可能性

George H. Rothe    Chung-Yao Lui

(堪萨斯大学地质系)

## 摘 要

1979年3月至1980年3月,在堪萨斯州西北和内布拉斯加州西南运转的四个地震仪台阵,测定了31次震级0.6至2.9的地震。在这些地震中,22次是在相当多的台站上记录的,故定位精确,且至少其中有三次地震当地居民有感。16次定位的地震发生在内布拉斯加高产油田—睡谷油田近区。信邮调查发现了一个恰好被局限的、直径约10公里的“有感”区,它与油田的范围非常一致。1966级年以来,该油田曾利用注水提高回采。有些地震就发生在较深沉积岩和花岗岩基底中可能向下延伸的断层上,因而意味着某些地震可能是被诱发的。然而,较深的地震及其佐证资料却暗示了查德朗—坎布里奇穹窿的现代构造活动。最近安装的八个台站组成的睡谷地震台网,将提供检验上述假设所必需的数据。

## 前 言

美国东部九个台站组成的堪萨斯地震仪台网,在从1977年8月到1979年3月运转的头19个月中,测定出堪萨斯西北和内布拉斯加州西南地区的五次2.5至2.9级的微震。利用在GOL(美国黄金公司)和俄克拉何马州西北几个台站的到时来处理这些地震的定位范围。虽然沿中堪萨斯隆起/查德朗—坎布里奇穹窿在历史上曾发生过地震活动,但是在如此短的时间内在堪萨斯—内布拉斯加边界附近地震活动的集中,却引起我们的注意。从1979年3月到1980年3月,四个轻便式地震仪台阵在本区开始工作,以便很仔细地监测这种地震活动。

## 地质背景

美国中部大陆的地质概况是:在前寒武

纪结晶基底之上覆盖着一大段水平至缓倾斜的沉积岩层,主要构造显示于基底表面。最显著的构造是内马哈脊线(图1),它由俄克拉何马中部延向内布拉斯加东南,并以亨博尔特断裂带作为东界。

另一条主要构造就是复式堪萨斯隆起/查德朗—坎布里奇穹窿(图1)。中堪萨斯隆起这个术语适用于堪萨斯中部和西北部北西—南东走向的后密西西比系(石炭纪)以及前德莫统(中石炭世)的构造特征。沿此隆起两侧的后坎布里奇段,差不多有1.5公里厚。在本构造的顶部,缺失前宾夕法尼亚期(早石炭世)的地层。隆起两侧以单斜挠褶和总体呈北西走向的断层为特征。

在其西北端,内布拉斯加边界以南数英里的构造鞍将中堪萨斯隆起与查德朗—坎布里奇穹窿隔开。中堪萨斯隆起和查德朗—坎布里奇穹窿下面潜伏着前寒武纪基底中的一条主要构造。此构造及其边界断层呈北西向

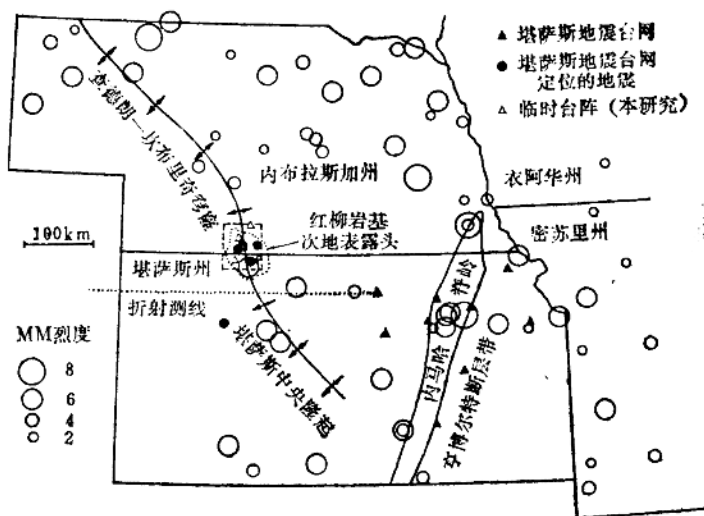


图1. 主要的区域构造和历史地震活动

点线区是推测的红柳岩基地表露头(Harrower, 1976)。

细点线表示相遇折射剖面的近似位置(Steeple, 1976), 据此推算速度模型。方形短线区放大如图2。

延至黑岭 (Black Hills), 并被 Merriam (1963) 称之为古老中堪萨斯隆起。本文着重研究的地震活动位于查德朗—坎布里奇穹窿的南端。

内布拉斯加地质调查所的深井油田钻探报告 (Carlson, 1967), 把内布拉斯加西部井底岩样看作是大部分变质岩夹花岗岩。在查德朗—坎布里奇穹窿南端某些地区经常出露的花岗岩基底, 表明就是 Harrower (1976) 曾称之为红柳 (Red Willow) 岩基的深成岩基 (图1)。

Stanley和Wayne (1972) 提出, 横穿坎布里奇穹窿的普拉特河和共和国河上的裂点表明, 这两条河流在穹窿间歇性上升之前就保持其流向。在堪萨斯—内布拉斯加边界附近, 横穿坎布里奇穹窿的一组线性的区域性北西—南东向河流 (图2), 就是沿坎布里奇穹窿在后上新世地表变形的明显标志。此外, 靠近睡谷油田的水系具有良好发育的羽状型式 (图2), 走向与前述区域河流线性型式相反。

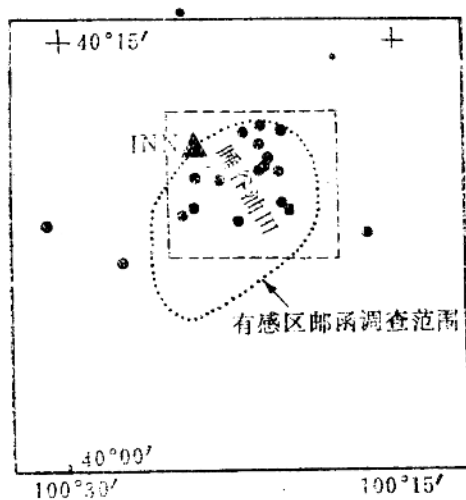


图2. 1979年3月至1980年3月内布拉斯加西南的地震震中

三角形表示地震台, 圆点表示震中。8号和10号地震(表2)已出图。实线代表信邮调查和睡谷油田的范围。虚线表示“有感”区。

## 历史地震活动

美国中部大陆的有感地震的历史记录,只能追溯到约100年(图1)。如新闻报道所推断,这些地震的位置都是根据最大烈度估计的。表1概括了沿中堪萨斯隆起/查德朗—坎布里奇穹窿的历史地震活动。其中较大的地震据报道是发生在堪萨斯—内布拉斯加边界。

## 地震仪台阵

根据堪萨斯地震台网测定的地震定位,在堪萨斯西北和内布拉斯加西南安装了四个临时地震台组成的台阵(图2)。1979年3月安装了三个台站,同年九月,在睡谷油田西边设置了第四个台阵。该台阵一直工作到1980年3月。每个台站由短周期垂直分向的地震仪组成,仪器安置在距操作室约四分之一英里的2米孔深的基座上(聚乙烯取蕊套

管钻孔)。地震图记录在滚筒墨水记录纸上。单个台站上的到时能读出0.1秒的精度。相对计时误差(台站之间),在台阵运行期间的不同时间可能有1秒大。如此大的潜在相对误差源,使我们不能相信有些操作人员能够坚持台站的计时标准。

## 震源测定

震源测定是利用有效的压缩波和剪切波波至按照标准的HYPO71计算机程序(Lee and Lahr, 1975)完成的。所用的速度模型,系根据从堪萨斯的康科迪亚到科罗拉多的阿加特、经过堪萨斯西北的一条相遇折射剖面(Steeple, 1976)。图1给出了这条剖面的位置。该模型主要是1.2公里厚的沉积段( $V_p=4.0$ 公里/秒)和下伏的前塞武纪基底( $V_p=6.0$ 公里/秒),  $V_p/V_s=1.74$ 。钻探资料控制了基底的深度。选择平均海平面以上2600英尺的高程作为用来表示速度模型和震源深度的基准面。

表1 中堪萨斯隆起/查德朗—坎布里奇穹窿的历史地震活动

| 时 间       | 估计震中              | 最大MM烈度 |
|-----------|-------------------|--------|
| 1879.5.   | 39.56°N, 99.01°W  | N—V    |
| 1884.5.17 | 41.01°N, 100.75°W | I—II   |
| 1916.12.  | 41.55°N, 100.46°W | I—II   |
| 1924.9.24 | 40.95°N, 100.01°W | IV     |
| 1932.6.28 | 39.00°N, 99.60°W  | V      |
| 1933.1.20 | 39.83°N, 99.90°W  | V      |
| 1942.9.10 | 38.85°N, 99.33°W  | IV     |
| 1948.4.7  | 41.60°N, 99.61°W  | I—II   |
| 1961.4.13 | 40.00°N, 99.90°W  | V      |

利用和达曲线(Wadati, 1928)对4号和15号地震进一步证实  $V_p/V_s=1.74$ 。每个地震都记录有三张地震图,据此可以准确地读出P波和S波到时。到时的线性最小二乘回归系数分别是  $V_p/V_s=1.67$ 和1.73。

在台阵运转期间,测定到31次0.6至2.9级的地震,其中22次大到足以定位,表2给

出了详细位置。在22次已经定位的地震中,有16次测定在至今仍在高产的内布拉斯加睡谷油田(图3)近区。

计算的地震深度介于1至17公里(表2)。对油田西边第四个台站安装前发生的地震而言,因为震中距约25公里,故震源深度的分辨力比较差,发生在第四个台站安装

表2

临时地震台网定位的地震目录(1979.3-1980.3)

| 编号 | 发震时刻              | 纬度       | 经度        | 深度    | m<br>尾波 | MM<br>烈度 |
|----|-------------------|----------|-----------|-------|---------|----------|
| 1  | 790606 1616 22.40 | 40 8.66  | 100 24.43 | 1.62  | 2.6     | I        |
| 2  | 790716 0 3 47.79  | 40 10.71 | 100 20.79 | 14.05 | 2.9     |          |
| 3  | 790716 134 20.31  | 40 11.48 | 100 21.05 | 8.37  | 2.4     |          |
| 4  | 790716 527 1.04   | 40 12.06 | 100 20.94 | 16.64 | 1.5     |          |
| 5  | 790716 6 8 9.59   | 40 11.84 | 100 21.57 | 16.87 | 1.5     |          |
| 6  | 790716 7 5 56.23  | 40 11.76 | 100 20.02 | 1.59  | 1.2     |          |
| 7  | 790716 18 2 49.70 | 40 15.35 | 100 24.03 | 6.18  | 1.5     |          |
| 8  | 790720 1343 2.74  | 40 15.11 | 100 35.35 | 1.80  | 1.4     |          |
| 9  | 790724 416 46.42  | 40 10.07 | 100 22.88 | 1.62  | 2.2     |          |
| 10 | 790724 8 4 46.35  | 40 45.43 | 100 37.92 | 2.00  | 1.2     |          |
| 11 | 790802 416 22.23  | 40 10.03 | 100 23.91 | 1.11  | 2.5     | I        |
| 12 | 790804 2250 5.52  | 40 9.92  | 100 18.35 | 1.62  | 1.5     |          |
| 13 | 790813 11 9 50.38 | 40 11.01 | 100 20.56 | 9.24  | 1.7     |          |
| 14 | 790813 2359 31.60 | 40 10.40 | 100 21.08 | 1.91  | 1.5     |          |
| 15 | 790815 645 53.46  | 40 8.69  | 100 22.02 | 12.47 | 1.5     |          |
| 16 | 790815 16 7 7.17  | 40 8.59  | 100 27.71 | 1.76  | 1.3     |          |
| 17 | 790831 8 0 11.56  | 40 9.44  | 100 19.88 | 11.93 | 2.2     | IV       |
| 18 | 791119 440 2.96   | 40 8.93  | 100 23.89 | 2.00  | 1.5     |          |
| 19 | 791129 22 2 31.31 | 40 9.18  | 100 19.69 | 1.66  | 1.9     |          |
| 20 | 791210 1220 28.78 | 40 10.24 | 100 23.86 | 1.69  | 0.9     |          |
| 21 | 800117 627 19.40  | 40 7.40  | 100 26.33 | 1.41  | 0.9     |          |
| 22 | 800208 822 7.70   | 40 10.36 | 100 19.95 | 1.84  | 1.3     |          |

之后的地震的深度均小于2公里,因此,我们不相信任何地震的深度都大于数公里。

震级是根据信号的持续时间 (Lee at al, 1972) 并采用堪萨斯—俄克拉何马边界地区震级经验公式的系数予以计算的 (Lawson and Luza, 1980; Steeples, 1980)。所用之具体公式是

$$m_{\text{尾波}} = -1.49 + 1.86 * \log (T_{\text{持续时间}})$$

式中  $T_{\text{持续时间}}$  为尾波的持续时间 (单位: 秒), 它是从P波初动到信号振幅和特征类似于P波初动前时的时间测定的。我们认为, 在我们的公式中所利用的系数对内布拉斯加西南可能不是最佳值, 但我们选取这些系数是为了在文中估算地震的相对震级。

## 有感地震

1979年3月台阵安装期间, 与部分居民议论表明, 堪萨斯地震台网测定的几次地震都有感。与部分居民进一步讨论使我们选择了九个村镇区 (18×18英里), 对其进行邮函调查。居民们通过调查表回答他们是否“在过去两年中感觉到地震”, 回答在几方面是有意义的。首先, 162户邮函的百分之九十四都作了答复, 其中百分之九十八回答了“有感”或者“无感”。其次, “有感”回答者 (百分之十五) 都集中在直径约10公里的一个界限明显的区内 (图2)。在某些场合, 在“有感”和“无感”反映来自邻近