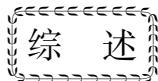


文章编号: 0253-3782(2000)06-0645-09



青藏高原东北缘地质构造背景 及地壳结构研究*

周民都 吕太乙 张元生 阮爱国

(中国兰州 730000 中国地震局兰州地震研究所)

摘要 利用地质和人工地震测深剖面资料, 研究了青藏高原东北缘的地质构造背景、地壳结构和莫霍面形态。主要结果是: ① 给出了青藏高原东北缘的大地构造分区和主要深大断裂的特征; ② 主要利用人工地震测深资料得到莫霍面的基本特征; ③ 地表断裂与莫霍面的某些特征有较好的对应关系, 这种复杂的地壳结构可能是强烈地震的孕育环境。

关键词 青藏高原东北缘 地质构造 人工地震 地壳结构 莫霍面

中图分类号: P313.2 **文献标识码:** A

引言

本研究区的范围为 $32^{\circ} \sim 40^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ} \sim 108^{\circ}\text{E}$ 。在这个区域内横跨了数个大地构造分区。在地形上处于青藏高原隆起区的东北边缘, 是个新构造运动十分强烈的地区。研究区内分布不少大型深断裂带, 其中多数不仅是重要的大地构造区边界断裂, 也是控制现今强震活动的活断层。正如图 1 所示, 这个地区有记录以来曾发生过 1654 年天水南 8.0 级大震、1739 年平罗 8.0 级大震、1879 年武都南 8.0 级大震、1920 年的海原 8.5 级大震、1927 年古浪 8.0 级大震以及多个 7 级多的地震。研究区的北边及东北边在大地构造上分属于中朝准地台的阿拉善地块和鄂尔多斯地台; 西南部则是青藏高原的祁连褶皱系、秦岭褶皱系和松潘甘孜褶皱系; 东南角则属于扬子准地台。在每个大地构造区内又可分出若干个次级区(任纪舜等, 1983)。

为了探明此区的地壳结构, 60 年代初期, 中国科学院地球物理研究所利用工业爆破进行地震深部探测, 在甘肃景泰地区得到了地壳内部的速度分布, 并发现地壳中存在高速夹层(曾融生等, 1965)。80 年代以来, 中国地震局在此区或穿过此区做了 5 条人工地震探测(折射、宽角反射)剖面: 1982 年的门源—平凉—渭南剖面; 1985~1986 年的郑州—银川剖面; 1986 年的灵台—阿木去乎剖面和成县—西吉剖面; 1999 年的玛沁—兰州—靖边剖面; 1989 年地矿部第二综合物理勘探大队做的青海花石峡—四川简阳剖面穿过此区。许多地质学家也在此区做了大量的科研工作。这为搞清此区大震发生的地壳结构和地质构造背景

* 国家重点基础研究发展项目(95-13-02-02)资助课题。中国地震局兰州地震研究所论著编号: LC2000042。
2000-07-12 收到初稿, 2000-08-14 收到修改稿, 2000-08-28 决定采用。

提供了丰富的资料.

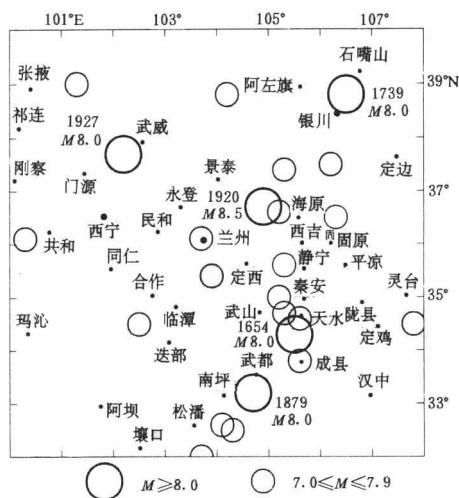


图 1 研究区内大震震中分布图

尔多斯与阿拉善两大地块. 鄂尔多斯地块在晚石炭纪到白垩纪期间平稳下沉, 连续接受一套以滨海相到陆相沉积, 厚度巨大, 产状平缓. 这是一个一级构造单元.

1.2 祁连褶皱系

这是一个走向北西的加里东褶皱系, 西北端被阿尔金断裂所截, 南侧分别以党河南山断裂、青海南山断裂、西秦岭北缘断裂和昆仑、秦岭褶皱系相隔. 自北东向南西又可分为走廊过渡带、北祁连褶皱带、中祁连隆起带和南祁连褶皱带, 各带之间分别被深断裂所分开. 祁连褶皱带的基底为晚元古代变质杂岩. 在早古生代沉积了地槽型地层, 在志留纪末的加里东运动中全面褶皱. 从晚古生代到三迭纪又经历了海侵和海退, 在印支运动中全部上升为陆. 在新生代, 随着青藏高原的隆升, 祁连褶皱系构成隆起区的东北边缘, 沿祁连山北缘断裂发生强烈垂直抬升, 山脉内部的多条断裂在新构造运动中活动十分明显. 此褶皱系属青藏高原内部构造单元.

1.3 秦岭褶皱系

位于祁连褶皱系南侧, 走向北西. 其西端在青海湖以西插入祁连与昆仑褶皱系之间, 南侧以库玛断裂、迭部—略阳断裂为界与松潘甘孜褶皱系分开. 该系自北向南又可分为北秦岭加里东褶皱带、礼县—柞水华力西褶皱带和南秦岭印支褶皱带. 秦岭褶皱系是由北向南在不同时代, 多旋回形成的地槽系, 其主要沉积层是上古生界至三迭系. 此褶皱系西部为青藏高原内部构造, 而东部为中朝准地台与扬子地台的缝合构造.

1.4 甘孜褶皱系

位于研究区西南角的库玛和迭部—略阳断裂以南地区, 东侧以龙门山断裂为界与扬子准地台区相邻. 褶皱系研究区范围内全都属于巴颜喀拉褶皱带, 其中北侧沿库玛断裂为优地槽带, 南部为冒地槽带, 几乎全是二、三迭系沉积. 晚三迭世的印支运动中褶皱, 在喜山运动中, 本褶皱系随青藏高原隆升, 造成沿龙门山断裂发生向四川盆地的推覆逆冲. 此褶皱系属青藏高原内部构造单元.

1 大地构造分区

1.1 中朝准地台

位于研究区东北角, 以秦岭北缘断裂、六盘山—宝鸡断裂、中卫—同心断裂和龙首山断裂为界与祁连和秦岭褶皱系分开. 中朝准地台是我国最老的地台, 最早陆核形成于 30 亿年前, 在 17 亿年的中条运动中最终形成. 其上的沉积盖层从上元古界开始, 以寒武和奥陶系发育最广, 为一套浅海碳酸盐建造. 在贺兰山断裂以西的阿拉善台隆, 早古生代以后长期隆升, 仅局部有中生界与第三系沉积. 从贺兰山东侧到六盘山一带形成一南北向坳陷带, 称为鄂尔多斯西缘褶皱带. 这里构造比较活动, 分成鄂

尔多斯与阿拉善两大地块. 鄂尔多斯地块在晚石炭纪到白垩纪期间平稳下沉, 连续接受一套以滨海相到陆相沉积, 厚度巨大, 产状平缓. 这是一个一级构造单元.

1.5 扬子准地台

位于研究区东南角, 扬子准地台是晚元古代末扬子旋回中形成的地台, 其基底为元古界变质杂岩, 其上沉积了震旦系至志留系、泥盆系至三迭系两套盖层。研究区内主要是地台西北角的龙门山—大巴山台缘褶皱带, 是在燕山运动和喜山运动中强烈褶皱变形。这是一个一级构造单元。

2 主要深大断裂带

由图2所示, 研究区内主要深大断裂多为北西至北西西方向, 形成历史悠久, 控制着不同构造单元演化发展。在新生代乃至第四纪中, 这些断裂活动明显。活动性质既有继承性, 又有新生性。很多北西向断裂在继续挤压逆冲的同时, 又发展了走滑运动特征。

2.1 龙首山断裂带(F_1)

主要由龙首山南缘和北缘断裂组成, 走向北西西, 分别向龙首山中倾斜。本断裂带是分开阿拉善台隆与祁连褶皱系的边界断裂, 至少在加里东期就已形成, 后来又多期活动, 切错了从古生界到第四系的地层。其中南缘断裂主要表现为挤压逆冲, 造成龙首山脉隆起, 与河西走廊有500~1 000 m高差, 有证据表明至少在晚更新世还有活动。北缘断裂在大地构造上不如南缘重要, 分布为走向变化较大的几段, 地形上基本为龙首山与北侧盆地的分界。但北缘断裂在全新世中活动强烈, 曾发生1954年山丹7/4级地震。活动性质在挤压逆冲基础上又新生了右旋走滑分量。

2.2 三关口—牛首山—云雾山断裂带(F_2)

其北段和龙首山断裂一样, 也构成了阿拉善地块与祁连带的分界, 南段转为南北向后, 构成鄂尔多斯地块与祁连带的边界。该断裂活动以挤压逆冲为主, 特别在第三纪末的喜马拉雅运动中活动强烈, 使第三系地层被切割和褶皱。在第四纪活动中, 南段仍为逆冲性质, 北段三关口断层、牛首山东麓断层和大小罗山东麓断层都有左旋走滑活动存在。为全新世活断层。

2.3 天景山断裂带(F_3)

西起甘肃古浪县的黄羊川, 经昌林山、中卫、香山和天景山东北麓到同心西南, 其走向在中卫以南为近东西向, 中卫以东逐渐转为北北西向, 构成一个大弧。该断裂虽然不是一条重要的大构造分界断裂, 但在新构造运动中却表现活跃。在青藏高原隆起过程中, 它构成高原外围低山丘陵与盆地沉降区的边界, 沿断裂曾发生大地震。现今活动以左旋走滑活动为主, 并有继承性分量。属全新世活断层(国家地震局“鄂尔多斯周缘活动断裂系”课题组, 1988)。

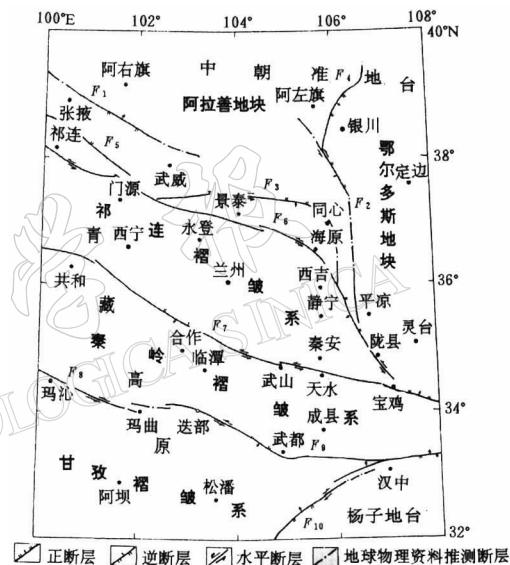


图2 研究区地质构造

2.4 贺兰山东麓断层(F_4)

位于中朝准地台内部, 分成了阿拉善与鄂尔多斯两大地块。断裂走向北北东, 倾向南东, 正断层。这条断裂最初形成于燕山期, 当时为向西逆冲。到始新世时银川地堑开始发育, 并在晚第三纪时扩展, 第三系沉积厚度达 7 km。在第四纪断裂继续活动, 现在贺兰山已高出宁夏平原 2 km。整个垂直差异升降近 10 km。全新世活动明显, 山边有很新鲜的正断层崖, 局部有右旋表现(国家地震局“鄂尔多斯周缘活动断裂系”课题组, 1988)。另外, 在银川地堑内部还有一些隐伏或半隐伏断裂, 其中以北北东向的黄河断层和平罗—银川断层尤为重要, 控制着两侧沉积厚度。后者据信是 1739 年平罗 8 级大震的发震构造。

2.5 祁连山北缘断裂(F_5)

这是一条划分河西走廊过渡带与北祁连褶皱带的老边界断裂, 地质历史上曾长期活动。其走向北西西, 倾向南西, 逆冲性质。该断裂在青藏高原隆起过程中成为高原的东北边缘断层, 扮演着极为重要的角色。第四纪以来垂直逆冲幅度达数千米, 形成河西走廊沉陷带与高耸陡峭的祁连山脉强烈的地形反差, 在玉门市一带断层推覆构造使早更新世地质倒转。断裂在晚更新世活动还很明显, 但到全新世时逐渐移到一些走廊带的北北西构造上。

2.6 冷龙岭—海原—六盘山断裂带(F_6)

分布在北祁连带与走廊带边界的东段, 在海原至冷龙岭段走向北西西, 固原以东转为北北西向。断裂带形成于加里东期, 早期也是挤压逆冲性质, 第四纪中期在青藏高原向北东推挤下发展成为左旋走滑活动为主, 并在断裂带的阶区形成一连串的拉分盆地。这条断裂带是研究区内全新世活动最为强烈的, 一路上切错地层地貌, 断层迹线十分清晰。该断裂也是最重要的发震断裂带。

2.7 西秦岭北缘断裂带(F_7)

东接陕西的秦岭北缘断裂, 向南经天水、武山、漳县、和政到青海的循化南、贵德北与青海南山断裂相交, 总体走向为北西西, 以倾向北东为主。该断裂带是祁连与秦岭两大褶皱系的分界, 大地构造地位十分重要。最早在古生代前就已形成, 以后在多期构造运动中活动, 切割不同时代的地层。新生代中断裂又有强烈活动, 表现为南侧抬升, 成为秦岭山脉, 而北侧则为在新第三纪的湖盆基础上切割出的黄土丘陵区。第四纪中晚期以来在继续南升北降的基础上又产生了左旋走滑活动, 全新世中活动明显。

2.8 库玛断裂带(F_8)

这是划分秦岭与松潘甘孜褶皱系的边界断裂。其西端在青海可可西里地区的库赛湖一带, 向东经阿尼玛卿山到甘南的玛曲。研究区内为其东端, 走向北西西。断裂主要活动于晚华力西到印支期, 在第四纪活动强烈, 构成青藏高原内部的一条巨型左旋走滑断裂带, 并发生多次大地震, 为全新世活动断层。

2.9 迭部—略阳断裂带(F_9)

与 F_8 断裂一起构成秦岭褶皱系的南缘。该断裂在武都以西走向北西, 武都以东走向近东西, 由一组平行断层组成。最早形成于加里东末期, 在海西和印支运动中活动, 以挤压逆冲为主。第四系中活动较强烈, 其中光盖山—迭山南缘断层以及向龙江断层等都有全新世活动和地震活动, 据说还有左旋走滑(国家地震局兰州地震研究所, 1993)。

2.10 龙门山断裂带(F_{10})

断裂带走向北北东, 从康定到汉中研究区只存在北端。龙门山断裂是扬子地台与两侧地槽区的分界, 早在元古代就存在, 后来又经历了多旋回的长期发展。新生代以来, 它又构成青藏高原的东南边缘, 并在高原向东推挤作用下形成大规模向东推覆, 很多推覆体甚至成为“飞来峰”构造。同时该断裂还存在右旋走滑活动。断裂第四纪中活动强烈, 西侧高山与东侧四川盆地差异显著。其北段切入秦岭后也顺断裂发育了断陷山间盆地。秦岭在断裂两侧高差明显。但现今地震活动不多, 也没有全新世活动报道。

在上述这些断裂带中, F_6 , F_7 , F_8 , F_9 和 F_{10} 是一级断裂带, 其它是次一级的断裂带。

3 人工地震剖面

图3为人工地震测深剖面在本研究区内的二维地壳速度结构图。

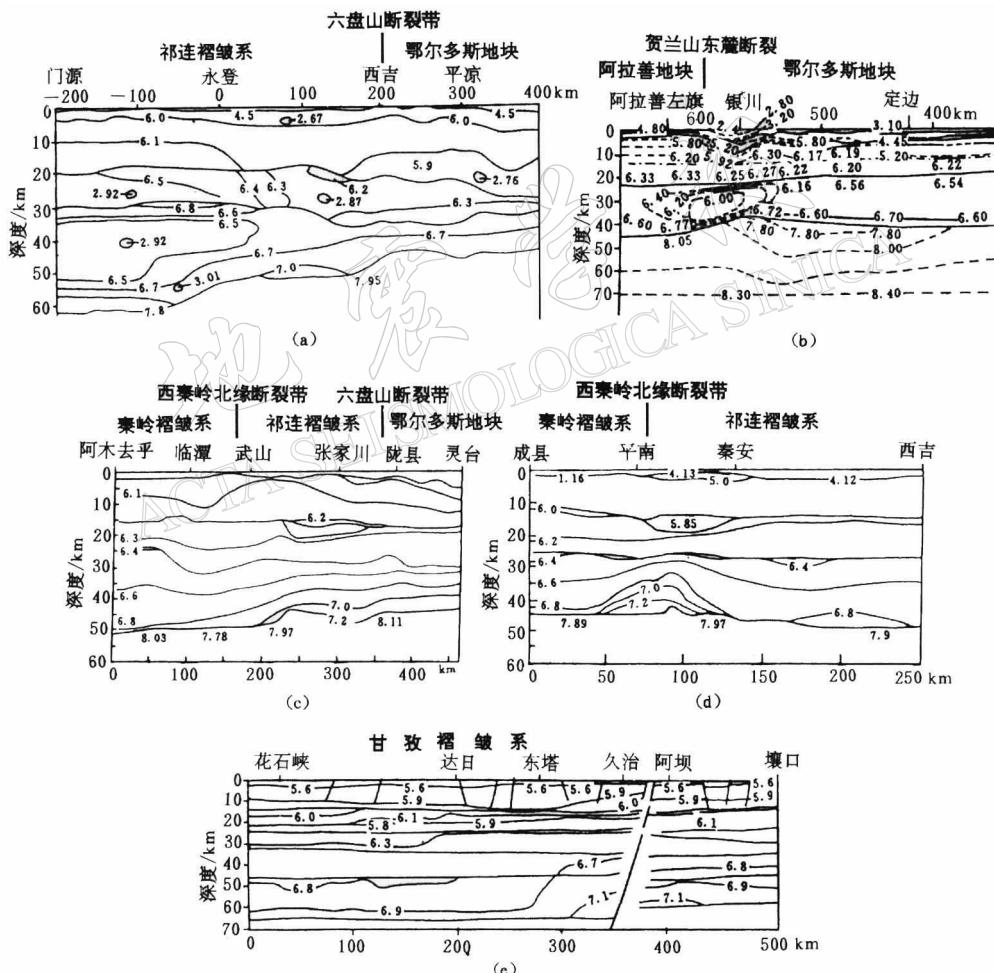


图3 人工地震测深剖面在研究区内的二维地壳速度结构

(a) 门源—平凉—渭南剖面; (b) 郑州—银川剖面; (c) 灵台—阿木去乎剖面;
(d) 成县—西吉剖面; (e) 花石峡—简阳剖面

3.1 门源—平凉—渭南剖面

沿剖面地壳厚度自西向东逐渐变薄, 门源为 58 km, 鄂尔多斯地台为 40 km 左右。地壳的平均速度为 6.20~6.40 km/s, 上地幔顶部速度为 7.80~7.95 km/s; 上地壳厚度为 14~23 km, 层速度为 5.90~6.20 km/s; 中地壳厚度变化较大, 层内速度为 6.25~6.50 km/s; 下地壳厚度在祁连褶皱系下方达 30 km, 并存在 17 km 厚、速度为 6.50 km/s 的低速体。在六盘山构造带, 上地壳底部有一厚 11 km、速度为 5.90 km/s 的低速体, 秦岭褶皱带整个中地层为一厚度 6~11 km、速度 5.90 km/s 的低速层(王椿镛等, 1995)。

3.2 郑州—银川剖面

由于没有获得上地壳底界的反射, 故不能确定其厚度。中地壳为一匀速层, 层速度为 6.24 km/s 左右, 下地壳是由上部近于匀速层和下部较弱的速度梯度层组成, 匀速层的速度为 6.50~6.60 km/s, 层厚度 15~19 km, 其下的梯度值为 $0.023\sim0.110 \text{ km/s} \cdot \text{km}^{-1}$, 厚度 3~6 km, 莫霍面的深度为 39~45 km, 上地幔顶部的速度为 7.80~8.05 km/s, 银川盆地下方莫霍面上隆约 6 km, 但是隆起顶部并不与盆地沉降中心相对应, 由于莫霍面的上隆导致了中、下地壳厚度显著变薄。鄂尔多斯西缘褶皱带和上地幔顶部速度结构纵向与横向变化明显, 尤其在银川断陷盆地新生代沉积厚达 8 km, 上地壳总厚为 11~15 km, 底部速度为 6.22~6.38 km/s。下地壳的不均匀性也十分明显。在银川盆地的下方, 下地壳上部发生强烈的速度逆转, 最低速度为 6.0 km/s, 厚度为 10~15 km, 并分别向鄂尔多斯台坳和阿拉善台隆方向逐渐消失(孙武城等, 1993)。

3.3 灵台—阿木去乎剖面

上地壳厚度约 15 km, 层速度为 6.00~6.20 km/s。中地壳厚度约 15 km, 层速度较均匀约为 6.30 km/s。下地壳层厚变化较大, 西厚东薄, 厚度为 15~20 km; 层速度变化也较大, 为 6.40~7.00 km/s。在武山和张家川之间的上地壳下方有一约 5 km 厚的低速体, 速度为 5.80 km/s。上地幔顶部速度为 7.78~8.11 km/s, 整个剖面莫霍面埋深变化较大, 地壳厚度为 42~54 km。在东经 $104^\circ\sim105^\circ$ 之间, 上地幔顶部地震波速度比东西段明显偏低 (7.78 km/s), 可视为上地幔顶部的低速槽(闵祥仪等, 1991)。

3.4 成县—西吉剖面

上地壳层厚为 11.4~14.0 km, 层速度为 5.94~6.08 km/s。中地壳层厚为 12.2~14.0 km, 层速度为 6.12~6.30 km/s。下地壳厚度为 17.0~21.0 km, 呈南薄北厚, 层速度为 6.59~6.90 km/s。莫霍面埋深为 43~49 km, 上地幔顶部速度为 7.89~8.00 km/s。在天水—秦安一带, 中地壳顶部有一低速体, 层内速度为 5.85 km/s。此剖面在天水南面跨越西秦岭北缘断裂, 莫霍面断距为 1.5 km 左右(李清河等, 1991)。

3.5 花石峡—简阳剖面

上地壳厚度为 18~24 km, 层速度为 5.80~6.30 km/s。中地壳厚度为 13~22 km, 层速度为 6.40~6.70 km/s。下地壳厚度约为 20 km, 层速度为 6.60~6.90 km/s。莫霍面埋深为 58~63 km。此剖面在中地壳顶部有一低速层, 厚度为 3~5 km, 层速度为 5.70~5.88 km/s^①。

① 地质矿产部第二综合物理勘探大队, 1991. 青海花石峡—四川简阳爆破地震测深成果报告。

3.6 玛心—兰州—靖边剖面

地壳分层性明显,以C界面为界,总体上可分为上地壳和下地壳两大部分,每部分又包含一些次一级的界面。地壳厚度从东北至西南逐渐变厚,从靖边的42 km逐渐增加到玛心的62 km。C界面是一个比较显著且沿整个剖面连续的界面。沿整个剖面C界面较平缓。地壳厚度的变化主要是由下地壳厚度的变化所引起的。地壳的平均速度总的变化趋势是自东北向西南逐渐变小,其中泽库以西和海原地区两处的速度值明显偏低,这是由于这两处壳内存在低速体。从壳内反射界面的数目来看,可将整个剖面划分为3个结构不同的地段:①甘德—泽库段(5个反射震相);②泽库—海原段(4个反射震相);③海原—靖边段(2~3个反射震相)。以上3段从地质构造上分别对应了巴颜喀拉地槽褶皱带、秦岭—祁连褶皱带和鄂尔多斯地块。上地幔顶部地震波速度为 $7.91\sim8.07\text{ km/s}$ ^①。

4 莫霍面的基本轮廓

图 4 是利用人工地震测深资料和天然地震资料反演得到的数据所作的研究区内莫霍面的等值线图。从图 4 可以看到：

(1) 研究区内的地壳厚度总的的趋势是西南厚、东北薄。

(2)在上述总的趋势下,莫霍面隆起、平台局部陡变交替变化。这种不规则变化主要集中在:银川盆地、海原—临潭—成县—灵台陵形区域和门源—玛沁—兰州三角区域。

(3) 莫霍面等值线从河西走廊的张掖、武威, 经景泰、海原、天水、成县呈弧形分布, 可以认为它是青藏块体的边缘, 是中国东西部不同构造单元和地貌单元的分界线。

(4) 大量的地质资料证实, 天水—武都一线主要为东西向构造. 然而从莫霍面等值线显示为南北走向, 重力反演亦是如此. 这表明该地区存在深部和地表构造不一致的立体格架(郭增建, 1985).

(5) 莫霍面在银川盆地呈明显的上拱区, 盆地四周加深至 44~45 km, 其中尤以盆地西南方向莫霍面加深速率较大.

(6) 在海原东面, 莫霍面等值线较为陡变, 这可能就是青藏高原块体与鄂尔多斯地块分界的六盘山断裂的显示.

(7) 本研究区内的地壳厚度变化非常大(从 40 km 到 60 km 多), 而且在某些局部地区厚度变化相当剧烈. 这与青藏高原

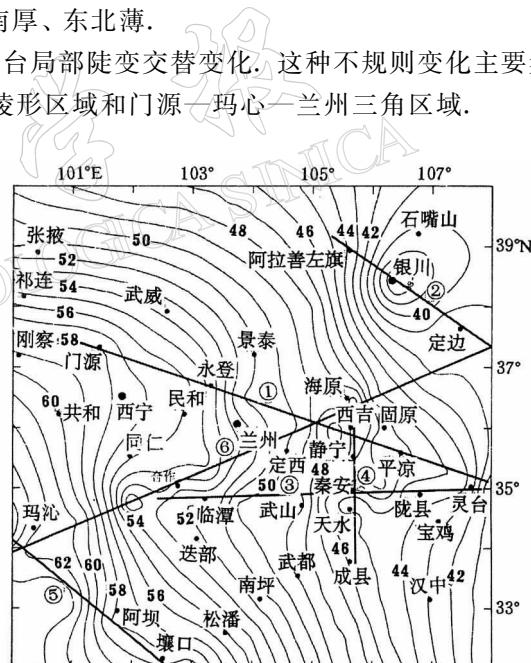


图 4 研究区内的莫霍面等值线图

- ① 门源—平凉—渭南剖面；② 郑州—银川剖面；
 - ③ 灵台—阿木去乎剖面；④ 成县—西吉剖面；
 - ⑤ 花石峡—简阳剖面；⑥ 玛沁—兰州—靖边剖面

① 李松林, 等. 2000. “青藏高原东北缘和鄂尔多斯地块相互作用和构造变形的深部驱动机制”子课题(95-13-02-02)中期研究进展报告.

成了较大的反差.

以上特征清楚地勾划出本区地壳厚度变化的基本轮廓.

5 讨论与结论

5.1 青藏高原隆升机制

本研究区的西南部为青藏高原, 北部为阿拉善地块, 东北部为鄂尔多斯地块. 由于存在突破原有地壳结构重力束缚的深部热动力, 不断地改造着地壳结构形象, 同时又有长期多次的地幔分异物补给, 从而促使壳幔边界下坳. 青藏高原区被相对稳定的周边刚性地块所围限, 具备陆内汇聚的动力环境, 这就是青藏高原地壳巨厚的形成条件(刘增乾等, 1990). 这也是本研究区内莫霍面发生扭曲的原因.

5.2 南北地震带北段发震背景

在本研究区的东边($104^{\circ}\sim 107^{\circ}\text{E}$)是我国著名的南北地震带北段. 该处是青藏高原、阿拉善地块、鄂尔多斯地台和扬子准地台的缝合部位, 几条深大断裂在此处汇聚. 南北向断裂在受东西向挤压兼右旋扭动作用的(鄂尔多斯地块相对 104° 线运动)条件下, 夹持于其间地块主要产生了北西和北西西向左旋压剪性断层(海原断裂、天景山断裂等)北北东向右旋压剪性断裂及原张型盆地及北东东向张性盆地的共同作用, 使得在该带地表上产生褶皱, 莫霍面发生扭曲. 由于这样复杂的地壳结构, 在该带历史上曾发生过 4 次 8.0 级以上的大震和若干次 7 级以上的强震.

5.3 地表断裂与莫霍面的对应

从图 2 和图 4 中可以看到, 地表的断裂与莫霍面形态有很多地方吻合得相当好, 如莫霍面等值线从河西走廊张掖经武威、景泰到海原北西西向转向天水、成县近南北向, 对应于龙首山断裂、天景山断裂、祁连山断裂转向海原—六盘山断裂. 这说明本区的许多断裂是超壳断裂, 只是在莫霍面上呈现出断距和产状的差异.

参 考 文 献

- 郭增建. 1985. 立交模式及其在地震预报中的应用[J]. 西北地震学报, 7(1): 94~101
- 国家地震局“鄂尔多斯周缘活动断裂系”课题组. 1988. 鄂尔多斯周缘活动断裂系[M]. 北京: 地震出版社, 1~96
- 国家地震局兰州地震研究所. 1993. 甘肃省地震危险区划研究[M]. 兰州: 兰州大学出版社, 1~88
- 李清河, 郭健康, 周民都, 等. 1991. 成县—西吉地壳速度结构[J]. 西北地震学报, 13(增刊): 37~43
- 刘增乾, 徐宪, 潘桂棠, 等. 1990. 青藏高原大地构造与形成演化[M]. 北京: 地质出版社, 144
- 闵祥仪, 周民都, 郭健康, 等. 1991. 灵台—阿木去乎地壳速度结构[J]. 西北地震学报, 13(增刊): 29~36
- 任纪舜, 姜春发, 张正坤, 等. 1983. 中国大陆构造及其演化[M]. 北京: 科学出版社, 1~105
- 孙武城, 徐杰, 杨主恩, 等. 1993. 上海奉贤到内蒙古阿拉善左旗地学断面[M]. 北京: 地震出版社, 32~33
- 王椿镛, 林中洋, 陈学波. 1995. 青海门源至福建宁德地学断面综合地球物理研究[J]. 地球物理学报, 38(5): 590~598
- 曾融生, 滕吉文, 阚荣举, 等. 1965. 我国西北地区地壳中的高速夹层[J]. 地球物理学报, 14(2): 94~106

THE GEOLOGICAL STRUCTURE BACKGROUND AND THE CRUSTAL STRUCTURE IN THE NORTHEASTERN MARGIN OF THE QINGHAI-TIBETAN PLATEAU

Zhou Mindu Lü Taiyi Zhang Yuansheng Ruan Aiguo

(Lanzhou Institute of Seismology, China Seismological Bureau, Lanzhou 730000, China)

Abstract: The geological structure background, the crustal structure and the Moho shape in the northeastern margin of the Qinghai-Tibetan plateau are studied in this paper based on artificial seismic sounding profile as well as geological data. The main results are summarized as follows: ① The geotectonic subdivisions and the characteristics of main deep and large faults in the northeastern margin of the Qinghai-Tibetan plateau are presented; ② The general features of the Moho are obtained mainly based on artificial seismic sounding data; ③ The surface faults have good relation with some features of the Moho, which suggests that such complex crustal structure might be the preparation environment of strong earthquakes.

Key words: northeastern margin of the Qianghai-Tibetan plateau; geological structure; artificial seismic sounding; crustal structure; Moho