滕吉文,白登海,杨 辉等.2008汶川 M_s8.0地震发生的深层过程和动力学响应.地球物理学报,2008,**51**(5):1385～1402
Teng J W, Bai D H, Yang H, et al. Deep processes and dynamic responses associated with the Wenchuan M_s8.0 earthquake of 2008. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2008, **51**(5):1385～1402

2008汶川 M_s8.0地震发生的深层过程和动力学响应

滕吉文,白登海,杨 辉,闫雅芬,张洪双,张永谦,阮小敏
中国科学院地质与地球物理研究所,北京 100029

摘 要 汶川 M_s8.0强烈地震发生在一条现今并不活动的龙门山构造带上,造成了以汶川、映秀为中心及其周边地域的严重破坏和人员的重大伤亡.然而强烈震发生前却未见有可能的确切征兆或浅表层异常活动,即浅层过程与地震发生的深层过程并不匹配.为此对这次强烈地震"孕育"、发生和发展的深层过程进行了分析和探讨,初步研究表明:①在印度洋板块与欧亚板块陆—陆碰撞、挤压作用下,喜马拉雅造山带东构造结向NNE方向顶挤、楔入青藏高原东北缘,迫使高原深部物质向东流展,在受到以龙门山为西北边界的四川盆地阻隔下,一部分物质则转而向东南侧向运移;②龙门山地带在地形上差达3500±500 m左右,而地壳厚度在龙门山西北部为60±5 km左右,四川盆地为40±2 km左右,而龙门山地带与其东、西两侧相比则为地壳厚度变化幅度达15～20 km的突变地域,即为应力作用的耦合地带;③中、下地壳和地幔盖层物质以地壳低速层、低阻层(深20～25 km)为第一滑移面,以上地幔软流层顶面为第二滑移面,且在四川盆地深部"刚性"物质阻隔下,深部壳、幔物质以高角度在龙门山构造带和四川盆地的耦合地带向上运移(或称逆冲),且在龙门山地表三条断裂构成的断裂系向下延伸到20 km左右深处汇聚,二者强烈碰撞、挤压、震源介质破裂;在物质与能量的强烈交换下,应力得到释放,故形成了这次M_s8.0强烈地震.为此从深部初步揭示了这次强烈地震"孕育"、发生和发展的深层动力过程.

关键词 汶川地震,物质运移,深层过程,汇聚地带,动力学响应
文章编号 0001-5733(2008)05-1385-18 **中图分类号** P542 **收稿日期** 2008-08-28,2008-09-02收修定稿

Deep processes and dynamic responses associated with the Wenchuan M_s8.0 earthquake of 2008

TENG Ji-Wen, BAI Deng-Hai, YANG Hui, YAN Ya-Feng, ZHANG Hong-Shuang, ZHANG Yong-Qian, Ruan Xiao-Min
Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, *China*

Abstract The Wenchuan M_s8.0 earthquake of 2008 occurred on the Longmenshan tectonic zone which seems not very active from available data. And it is reported that no noticeable precursors have been observed before the event. It might imply that the crustal deformation at depth associated with this gigantic shock had no expression on the surface or shallow subsurface which was detectable. In this article, we attempt to analyze the processes of brewing and generation of this event at depth that can account for the reason of this devastating earthquake. Tectonically, it is obvious that the India-Eurasia plate collision serves as the most important dynamic setting of major earthquakes in southwestern China. The eastern end of the Himalayan chain is moving rapidly in NNE direction into the Tibetan plateau, forcing deep material to flow toward east. Due to the obstruction of the NE trending Longmenshan tectonic zone in the northwestern margin of the Sichuan basin, the partial flow turns to southeast. Longmenshan is a conspicuous boundary of

基金项目 国家973项目和中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZXCX3-SW-148)联合资助.
作者简介 滕吉文,1934年生,研究员,中国科学院院士,主要从事地球物理学和地球动力学研究. E-mail:jwteng@mail.iggcas.ac.cn

topography and crust structure, across which the elevation difference is as large as 3500±500 m, with crustal thickness 60±5km in its west and 40±2 km in its east, respectively. Thus it must experiences intense deformation and stress accumulation, though very slow without appreciable manifestation. Based on available data, it is inferred that material of lower crust and covering strata of upper mantle is flowing eastward along two deep slide surfaces, of which one is the layer of low-velocity and low-resistivity (20～25 km depth), and the other is the top of mantle asthenosphere. Hindered by rigid mattter beneath the Sichuan basin, the flow of lower crust and covering strata of upper mantle material turns overthrusting at high angles at the Longmenshan. On the other hand, three thrust faults visible west of the Longmenshan extend downward to depth 20 km, where they converge into one active zone. Thus the Longmenshan tectonic zone is a place where occurs the coupling between slippage on faults of shallow subsurface and material flow of lower crust and covering strata of upper mantle. Under the intense exchange of matter and energy, the source medium ruptures suddenly at a large scale to release a huge amount of elastic strain, resulting in the Wenchuan M_s8.0 earthquake.

Keywords Wenchuan earthquake, Material flow, Deep process, Convergence zone, Dynamic response

1 引 言

中国位于欧亚板块的东南部,在印度洋板块、欧亚板块、太平洋板块和菲律宾板块的夹持下,又处于环太平洋地震带和地中海—喜马拉雅—南亚地震带之间.自中、新生带以来由于青藏高原的隆升,南海的下沉,这一高一低构成了我国乃至东南亚地域最为壮观的地球科学事件.基于这样的格局,使得中国大陆及陆缘形成了一个破碎镶嵌的块体,而在全球动力作用下,各块体有着不同程度和不同方式的活动,使中国成为世界上地震活动频繁、且地震强烈的国家之一(图1).

中国和周边地域地震活动的现实表明,西部五个地震区和台湾地震区发震的强度大,频度最高;华北地震区发震的强度大、频度亦较高;华南地震区处于中等强度水平(东南沿海地震带除外);而东北地震区与南海地震区具有中强水平,但频度不高.从展布面积来看:地震强度大、频度高或较高的地区几乎占有我国约3/4的国土[1].

由于我国的地震活动频度高、强度大、分布广,受灾率亦必高.在全国百万人口以上的大城市中,有70%位于烈度为七度或高于七度的地震区,加上震源浅,建筑物抗震性能差,因而城市地震灾害后果严重.历史上著名的1556年关中8级大地震,人员死亡竟达83万;1920年海原8.5级大地震,死亡23万人;1976年唐山7.8级强烈地震,95%的建筑物倒塌,生命线工程全部失效,使一座百万人口的新兴工业城市变成了一片废墟,24.8万余人死亡,约16万人受伤,直接经济损失不下100亿元.2008年5月12日14时28分在四川汶川发生的8.0级强烈地震,严重震灾播及成都、绵阳、德阳、映秀、北川、青川等广大地区,在全国范围内除新疆和东北地区外均有不同程度的震感.据每日中央广播电台报导,至今(2008年6月10日)汶川地震已造成6万余人死亡,十多万人受伤,近2万人失踪,有的城市所有建筑物全部倒塌的几乎达95%,总起来可达80%以上.造成的经济损失要达数千亿元人民币.

地震与其他自然灾害的不同之处,不仅在于它的破坏力猛烈,而且在于破坏力集中,而更为严重的却是突发性强.当今强烈地震灾害已构成威胁着我国经济发展和人民生命财产安全的严重自然灾害之一.

面临这次汶川M_s8.0强烈地震,确令人内心深为悲痛,故当必会是我们在地震灾害的预测和防震、抗震征途上更加刻苦奋进的动力,迫使所有有关的地震科技工作者必须在这地震预测的艰难征途上去寻求切入点,深化研究,以达不断地逼近于地震预测的彼岸.与此同时还必须在不断深化认识地震预测的基础上,强化防震、抗震,即实施"双轨"制[2],以达最大限度地减少地震给人类带来的灾难!

基于这样的前提,本文将讨论以下几个问题:

(1)四川和相邻地域地震活动特征与地表地质构造背景.

(2)龙门山断裂带和相邻地域地震发生的浅表层过程.

(3)龙门山断裂带和相邻地域地壳与上地幔的电性结构.

(4)龙门山断裂带和相邻地域地壳与上地幔顶部的速度结构.

(5)龙门山断裂系和相邻地带的位场特征与介质结构及属性.

(6)汶川地震形成的深层过程和动力学响应.

2 四川和相邻地域的地震活动特征与地表地质构造背景

川西、藏东地区在大地构造上以龙门山造山带为界,西部为松潘—甘孜陆块,以东为扬子克拉通、松潘—甘孜陆块为一套浅变质的古生界及中生界三叠系地层逆冲或推覆到古生界和中生界稳定扬子克拉通型浅海沉积和陆相沉积层之上.扬子克拉通自晚古生代以来,沉积环境一直比较稳定,且具有较厚的古生界未变质的沉积建造.

我国四川省、云南省西缘均为地震和构造十分活动的地带,即属我国境内的南北地震带[3].四川省位于中国南北地震带中段,且处于陆内岩石圈东西地壳结构差异较大的过渡地带,东南部属华南陆块的扬子克拉通,西北部属青藏高原的东北缘.该区自新生代以来一直受到印度洋板块与欧亚板块,即两陆—陆板块碰撞与挤压的强烈作用,由于青藏高原的抬升和构造运动的制约,新构造活动比较强烈.这里的新构造运动受到深部地壳结构影响明显、且为其深层过程强烈变化的界带,并具有分区性.由于构造运动受到中、新代、特别是第四纪活动性断裂构造的影响,故与相邻板块构造运动在成因上有着密切的内在联系.

2.1 四川及周边地域的地震活动带与历史地震的分布特征

四川是板内地震活动频繁的省区之一,且具有明显的分区性.自公元前26年至今共发生$M\geqslant4.8$级的地震275次,其中7～7.9级的强烈震18次,6～6.9级的地震48次,即平均10～15年左右便会发生一次,且均集中在活动块体的边界上.在这里所发生的地震其震源深度均在20±5 km左右,上述6级以上的强震主要集中在第四纪以来的活动断裂带上,并形成了强度不一的地震活动界带(图2).

依据发生地震强度顺序划分的地震带有[4,5]:

(1)鲜水河地震带,包括邓柯—甘孜断裂带和鲜水河断裂带所控制的地震,这条地震十分活动的断裂带长达600 km,地震空间呈北西向展布.从1725至今共发生M7～7.9级的地震已有9次,占全四川境内的50%,居本区首位;6～6.9级地震为14次,占30%.这一地带的地震具有强度大、频度高的特点,且地震等烈度线长轴与断裂走向一致,故形成了狭窄的地震断裂条带(图2),地震等烈度线的长轴呈NW向,其震源深度基本上分布在15 km左右.这是我国川、滇西部地震最为活动的地带,在历史上曾发生过多次强烈地震.

(2)龙门山地震系主要由汶川—茂汶逆断裂、映秀—北川逆断裂、彭县—灌县断裂和龙门山山前隐伏断裂段与其相应的推覆体组成的一组断裂系,并包括其北部的松潘—甘孜地带.该断裂带断续长近600 km,地震空间呈NE—NNE向展布,自1713至今共发生7～7.5级地震3次,占全四川境内的16%左右,6～6.9级地震达14次,占30%,而北川在历史上从未发生过6级以上地震.该断裂带与鲜水河断裂带在康定—石棉之间地域相交汇.地震等烈度线长轴呈NE向,震源深度为10～15 km.该区的地震主要集中在龙门山北部的岷江断裂带和虎牙断裂带上(走向NS),如1933年7.5级的叠溪地震就发生在岷江断裂带上.为此表明,NS向岷江断裂带与NE向龙门山断裂系之间很可能是潜伏相连的构造体系.2008年5月12日在汶川—映秀地带发生了8级强烈地震.

(3)安宁河地震带,包括石棉、冕宁、西昌、会理一带,全长300 km以上,地震活动空间呈NS向展布,自公元814年至今共发生7～7.5级地震5次,占全四川境内的26%左右,6～6.9级3次,占6%,地震带裂度线长轴呈NS向,NW向,震源深度为20 km左右.

这三条地震活动带控制着川西地区的强烈地震活动,它们的主体走向:NW、NE和SN,构成了该地震活动区以康定—石棉地带为交汇区的"Y"字形构造域,形成了四川及其周边地域地震特异活动的"孕育"空间.

2.2 四川盆地与周边地带的地震活动和变化特征

(1)力系作用过程十分复杂.在四川及其相邻地带的地震活动基本上沿着NW向,NE和SN向三条活动断裂构造带的轨迹发生和发展(但唯龙门山断裂系地域的强烈地震在历史上主要集中于其北部).它们之间不仅构造走向各异,而且地震的活动

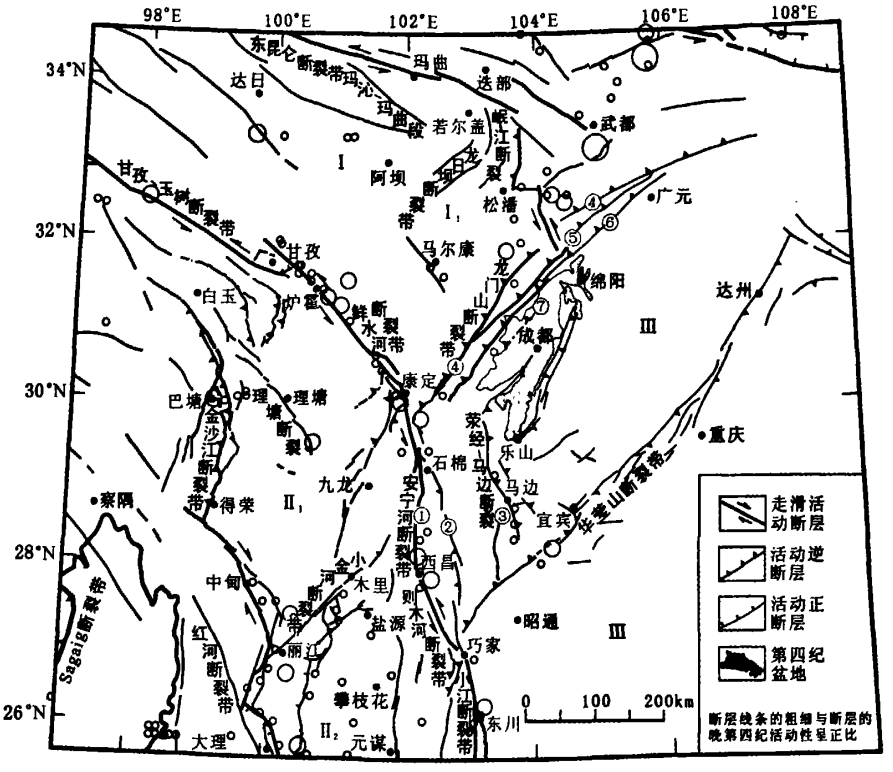


图2 川西及其邻近地区活动构造与活动块体分布概要图[4]

I 巴颜喀拉块体；I_1 龙门山次级块体；II 川滇块体(可进一步划分为川西北(II_1)和滇中(II_2)2个次级块体)；III 华南块体.

Fig. 2 Map showing active tectonice and active blocks in western Sichuan and neighboring areas[4]

I Bayabkala block; I_1 Longmenshan secondary block; II Sichuan-Yunan block (including Northwest (II_1) and Middle Yunnan (II_2) secondary block); III South China block.

亦呈不均匀性、非线性和各向异性展布. NE 向断裂带具有挤压—逆冲和右旋剪切作用，NW 向断裂带则以左旋剪切为主，而 NS 向断裂带为由逆冲挤压和右旋剪切双重力系作用. 为此构成了四川及其相邻地域极为复杂的构造格局和深层动力过程，并与青藏高原东北缘深部壳、幔物质运移有着深层次的物质与能量的交换和动力作用.

(2)区域地震活动与迁移特征. 发生在这三条活动构造带上的一系列大、小地震均为浅源地震(15±5 km). 在 NW 向、NE 向和 SN 向三条构造带上地震活动呈交替起伏，但鲜水河断裂、龙门山断裂和安宁河断裂的地震活动又存在着各自的活动周期、活动强度和活动特征，但却又有着一定的内在联系和共性. 在安宁河断裂带上的西昌曾于 1536 年发生过 7.5 级强烈地震后，鲜水河断裂带、龙门山断裂系及其相邻地带亦有强震呼应. 这种由南向北的迁移现象，可分为四个活动旋回或活跃期(图 3)，其中第Ⅳ个活动旋回从 1952 年石龙的 6.8 级地震开始，事隔 3 年后于 1955 年在康定折多塘发生了 7.5 级地震，1960 年在松潘的漳腊发生了 6.8 级地震，1973 年在炉霍发生了7.9级地震，1976 年松潘、平武间发生了 7.2 级双震等等. 这种由南向北的迁移路线与东西两侧的来回跳动格局在图 3 的Ⅰ—Ⅳ活动旋回中均较明显. 同时上述鲜水河断裂带、龙门山断裂带和安宁河断裂带上的 7 级以上强震，沿构造带还存在着重复和填空的特点.

由以上对四川西部地震活动特征分析可见，它们均与鲜水河断裂、龙门山断裂系、安宁河断裂带密切相关，而且主要强震均发生在这三条断裂带上及其相邻地带. 这便清晰地构划出对川、滇地域需进行地震监测、防震和抗震的“靶区”. 因为历史地震已给出了地震发生的“印记”和其发生与发展的基本格局. 尽管如此，可是未来强烈地震在这广大的川、滇地域又在何处发生，又何时发生？确尚难以给出定量的或半定量的可能答案.

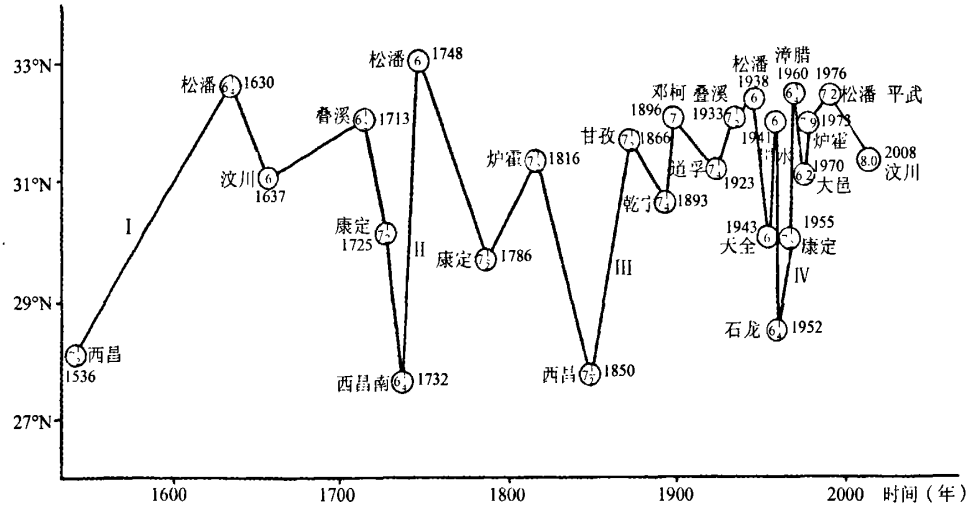


图 3　安宁河断裂带、鲜水河断裂带、龙门山断裂带地震迁移轨迹图[5](有补充)

安宁河断裂带选 6.8 级以上地震,鲜水河断裂带选 7 级以上地震、龙门山断裂带选 6 级以上地震,且从南向北迁移,它们可分 I—IV个活动旋回.

Fig. 3　Earthquake migrations along Anninghe, Xianshuhe and Longmenshan faults[5](with some replacement)

The general direction of migration is from south to north, including four cycles (I-IV). The chosen events are $M\geq6.8$ for the Anninghe fault, $M\geq7.0$ fot Xianshuihe fault, and $M\geq6.0$ for Longmenshan fault, respectively.

3　龙门山断裂系和相邻地域地震发生的浅表层过程

龙门山推覆构造带在地史期间经历了印支期、燕山期和喜山期等多期次构造运动的作用和改造,特别是喜山期强烈的板块碰撞和高原的急剧隆升,在碰撞、挤压作用下四川盆地向龙门山和川西高原下面再次俯冲,改造着龙门山地域已形成的,且在川西坳陷内又形成了走向交替的一系列局部构造,特别是其错综的深层动力过程.然而应当清晰地认识到:汶川地震的"孕育"、发生和发展不是由于地表断裂活动和表皮推覆造成的,而是有其特定的深部介质和构造环境;特异的深层过程;特异的动力学响应.

3.1　汶川—映秀主震区强烈地震发生、发展与断裂体系

(1)汶川地震发生在地壳深处断裂的汇聚带上

汶川 8.0 级强烈地震发生在龙门山断裂系上.龙门山断裂系为由三条断裂带组成的一条断裂系,自西向东可划分为:龙门山后山断裂、龙门山主中央断裂和龙门山主边界断裂.后山断裂带为一条逆冲断裂,从地表形式上看,这次地震的重灾区汶川、茂文均分布在这条断裂带上,早在 1637 年在汶川曾发生过一次 6 级地震,然而在历经了 361 年后在汶川又发生了 8.0 级的大地震,震级大了 2 级,故造成了汶川及其周边地带强烈的破坏和人员的重大伤亡.从浅表过程看,这次地震涉及的重灾区北川落在主中央断裂带上,属逆冲—走滑断裂,重灾区都江堰则位于主边界断裂上,即为逆冲断裂(图 4).

应当确切地说,汶川—映秀主震和一系列的强余震并不是发生在某条龙门山断裂带上,而是发生在一个被断裂所围的震源体积辖区内.基于各条断裂带断层面均向西北倾斜,龙门山三条断裂均应汇聚在震源深处的一条断裂带上,即为汇聚于震源深处的发震断裂带上,且发生了主震和大量余震.震源区所产生的介质破裂和破裂过程均向上投影在地表断裂系上(后面将详细讨论),其中当必还包括当今在确定震中位置时 5～10 km 的误差.

(2)龙门山断裂系的浅表过程与深层过程不是一个统一的匹配力源体系

龙门山断裂系的分段性并非是龙门山构造活动的必然分段性,特别是其北段已不能完全构成活动块体的边界,且由于岷山隆起对龙门山东北段的屏障作用,使得龙门山断裂系北段活动减弱,而其南段则与岷山隆起共同构成了该块体持续受到挤压作用的界带[6].这从地质构造上表明,该受力区应为马尔康块体和阿坝—松潘地域,即历史强震频频发生的

地区.显然在地质构造上并未将龙门山断裂系列入如同鲜水河断裂带和安宁河—小江断裂带那样明显与强烈活动的地带.

也有人从地质构造上提出,青藏高原的北川—彭灌断裂是一条活动断裂[7],龙门山断裂系具有明显的南北分段性,且在安县附近发生转折[8]等.可是地质构造上推断的断裂活动性和其时间尺度实在是太长了,如最近的第四纪,即为0.01～1.8百万年(Ma).因为是以百万年为计算单位,而地震原地重复性的概率又太复杂了,而且是非线性的,故尚难以构成对地震"孕育"、发生和发展的预测.

3.2 龙门山断裂系乃是川滇地域水平向形变最弱的地带

(1)地表GPS速度场测量应为现今构造运动的反映.我国的GPS速度场测量表明:在川滇地带确为变形显著的地带,不仅变形量大,矢量方向明显,且与地质方法获得的全新世和第四纪的长期平均滑动速率相近[9,10].在川、滇地带GPS测量表明,观测点位移矢量主要反映出SE15°～160°方向运动(北部鲜水河一带为SE120°左右),自南缘到昆明一带为SE165°,呈现出鲜水河断裂带和安宁河—小江断裂为左旋走滑运动、此乃川滇菱形块体向东南方向的总体运动和顺时针旋转的反映.另外,该区变形是不均匀的,如小箐河断裂以西GPS站点的平均运动速度为19 mm/a,而以东则为13～14 mm/a,即表明断裂变形、挤压、短缩作用,其运动方式以逆冲为主(图5)[7,9].显然,在整个中国GPS速度场测量和对现今构造运动与活动块体的讨论中均未见到龙门山地带的水平运动速度场变异.这便表明:龙门山断裂系在GPS测量中的变形量尚不能给予特别关注,故未将其列为近期强烈活动地带,而对整个川滇地带则着重于鲜水河断裂带和安宁河—小江断裂或菱形块体地带的强化监测.

(2)龙门山断裂系的GPS速度场响应

近年来我国在川、滇地带布设了众多的GPS观测站,并进行了大量的速度场测量.GPS速度场测量数据表明:鲜水河断裂带左旋走滑速率为8～10 km/a,安宁河—则木河—小江断裂带左旋走滑为5～6 mm/a,而龙门山断裂系却无明显的速度场变化,即1～3 mm/a[8].龙门山断裂系GPS测量结果表明(图5),地表并没有发生明显的水平向形变,即应属"稳定"地带.

(3)龙门山晚新生代走滑—逆冲作用

龙门山断裂系是这次M_s8.0强烈地震发生后震源在地表的投影位置所在(汶川),晚新生代期间沿该断裂带仅有微弱的构造缩短作用,其逆冲速率的速度小于1.1 mm/a,走滑速率的速度小于1.46 mm/a,故表明走滑分量与逆冲分量的比值为6∶1～1.3∶1之间,即以右旋走滑为主[12].

汶川地震发生后,由于GPS速度场测量变形很微弱,故近来又有人推断,汶川地震GPS测量的速度场变化微弱,可能是由于龙门山断裂系西北部和东南部对其相互压实或"焊接"的原因.显然若水平形变量大表明活动,形变量小亦表示活动,则必须给出其形成的机制和原因.因为若龙门山断裂系为一推覆逆冲构造,则必会有物质运动和应力集中,两块质量很大的物质相互作用,当必要产生物质运动和由此导致的特异构造活动的地表表征,即有运动则必会导致变形和一系列小地震的发生以及其他有关的异常伴生现象.另外若地表没有发现构造活动和物质运动,则不等于在深部不存在物质与能量的强烈交换.因为地震的"孕育"、发生和发展是深层动力过程的产物,地表过程是深层过程在一定条件下的某种程度的间接表征或影响.

以上表明,在汶川大地震发生前地表地质构造和GPS速度场测量,均未认为沿龙门山断裂系在近期(指地震预测的中、短期)已有构造活动,GPS测量亦无明显变化量,即汶川地震的发生没有明显的水平向物质运动.可是汶川强烈地震却在龙门山断裂系上发生了,震源深度为10～20 km左右[13],而且造成了地表的强烈破坏,且涉及范围十分广泛.为此有理由认为,汶川地震的"孕育"、发生和发展是由于地壳深部原因造成的,即汶川强烈地震的浅表层过程尚不能反映深部的物质运移和动力学响应.

(3)汶川强烈地震浅表过程特征

显见,在青藏高原东北部、四川盆地西部和龙门山断裂系地带,断裂系之间不仅构造复杂,且很不均匀.

①汶川M_s8.0强烈地震发生前,龙门山断裂系地表附近无水平向物质运动,亦无或不足以说明将会发生强烈地震的浅表过程和构造背景.

②汶川M_s8.0强烈地震的发生,并非近地表处水平向构造运动所致,必会存在垂向的构造运动和变形.但遗憾的是,GPS尚测不出垂直速度场的变化.

为此便提出了一个问题,为什么地表龙门山断裂系地带并不活动,GPS的水平向运动测量亦无异常反映?这就必须去探索这次地震"孕育"、发生和发展的深层过程和力源机制.

4　龙门山断裂系和相邻地域地壳与上地幔的电性结构

近年来在青藏高原东北部松潘地带和四川盆地,即青藏高原中部向东到龙门山地域进行了六条大地电磁测深剖面的探测[14,15],取得了有关这一地域的一些地壳与上地幔顶部的异常电性结构.

4.1　大地电磁测深(MT)剖面位置分布概况

剖面分布

有 5 条剖面各自穿过不同的构造界带[14],它们是:

(1)雅江—东昆仑剖面;近 SN 向,长 900 km;

(2)雅江—金沙江断裂带剖面;近 SN 向,长 600 km;

(3)雅江—鲜水河断裂—东昆仑断裂带;近 NE 向,长800 km;

(4)雅砻江—四川盆地;EW 向;

(5)腾冲—红河—小江断裂带;近 NE 向,长 800 km;

(6)中江—北川—松潘—若尔盖;NW 向.

前五条剖面基本上控制了青藏高原 90°E 以东地域的各构造带,且可给出其深部壳、幔电性结构.它们在整体上横穿喜马拉雅造山带北部,雅鲁藏布江缝合带,班公—怒江缝合带,东昆仑构造带,加里断裂带,金沙江断裂带,鲜水河断裂带,龙门山断裂系,小江断裂带,红河断裂带,怒江断裂带等.在区域上跨越,羌塘块体,松潘地体,拉萨地体和四川—云南菱形块体.基本上可以刻划出该区的壳、幔电性结构分布特征(图 6).

4.2　大地电磁测深剖面与壳、幔电性结构

(1)青藏高原东部最南部的电性结构与深部物质流展

由上述 4 条(1,2,3,5)电性结构剖面可知:在各条剖面的不同部位其电阻率分布均有显著差异,但却存在着一定的规律性.

①雅江—东昆仑剖面.在雅鲁藏布江与拉萨之间、即 20～80 km 之间存在一向北倾的厚层低阻体.

②雅鲁藏布江—金沙江剖面.由雅鲁藏布江到班公—怒江缝合带在深部 10～80 km 之间存在一厚度近 70 km 的、由南向北倾斜并逐加厚的低阻体,且一直向北伸抵班公—怒江缝合带附近.

③雅鲁藏布江—东昆仑剖面.在雅鲁藏布江—班公—怒江地带深部于 20～80 km 深度之间存在一厚度近 60 km 的低阻体,它亦向北倾,且向北加厚,延伸近 160 km.

④腾冲火山—小江断裂带剖面.在腾冲火山下面存在一准"U"字型低速体,火山区有一深近 20～25 km 的低速层,向北延伸约 200 km 亦为一水平状低阻层.

基于这 4 条剖面辖区最南边的低阻层(体)展布,构成了一条下在壳和地幔盖层物质由西向东,绕过"东构造结"区、转而向东南和向南,即形成了一条沿雅鲁藏布江—加里—怒江呈连续的深部物质流展的低阻带(I)[14].

(2)高原中东部的电性结构

①穿过雅鲁藏布江断裂—班公、怒江断裂—东昆仑断裂带的剖面.在羌塘地体,即金沙江附近一低阻体厚约 80 km,南北延伸达 300 km 左右.该低阻体自中、下地壳向下一直伸抵上地幔顶部.

②穿过雅鲁藏布江断裂—班公、怒江断裂—金沙江断裂带的剖面.在羌塘地体处存在一厚度约 50 km,南北延伸达 180 km 左右的低速体,且呈向北缓慢倾斜.

③穿过雅鲁藏布江断裂—鲜水河断裂—东昆仑断裂的剖面.沿该剖面呈现出以鲜水河断裂带为中心,向北东方向延伸近 300 km 的低阻层,其厚度为 70 km 左右.这里为龙门山断裂系的南段.由此再向北东方向到东昆仑山断裂带,即在龙门山断裂系北段的中地壳中存在一厚度为 30 km 左右的低阻层.

④穿过金沙江断裂带—跨过龙门山断裂系进入四川盆地西南缘剖面.在菱形块体的中北部存在一厚度近 60 km 的低阻体,其东西向延伸达 180 km 左右.在跨过龙门山断裂系附近,即汶川、映秀附近地带,为一由地表向下延抵 80 km 深处的高阻体,而在 20～30 km 深处该高阻体有一转折,即东西向错动达 20 km 左右.进入四川盆地后电阻率降低.

⑤由中缅边界向东穿过腾冲火山区,红河断裂带,小江断裂带剖面.在红河断裂带与小江断裂带之间,即菱形块体的南缘存在一东西向延伸达 250 km 左右的低阻体,平均厚度为 40 km 左右.该低阻体呈中间厚、东西两端薄的"盆式"展布.

由青藏高原东部中间地带的电性结构可知,形成了青藏高原深部壳、幔物质沿羌塘地体,绕过喜马拉雅"东构造结"区,沿菱形块体向东,转而向东南流展的"通道"(Ⅱ)[14].

(3)龙门山断裂系(剖面 1～5)的电性结构与其所表征的深层过程

基于以上 1～5 五条大地电磁测深剖面所给出

的电性结构分布特征,呈现出青藏高原深部物质(下地壳与地幔盖层)沿高原东北部和东部一系列大型走滑断裂运移的轨迹,即分为两条深部物质流动的"通道"(Ⅰ、Ⅱ).

①壳、幔介质中低速体和运移轨迹的呈现反映出青藏高原东北部和东部深部物质在运动.由3、4两条剖面可见,长度约300 km,深部物质向东南(龙门山断裂系南段)运移,同时在NE向长约180 km左右的剖面上显现出深部物质亦在向南运移.

②在龙门山断裂系北段没有像南段那种很厚的低阻层(体),而是呈现出由深20～25 km到50 km左右,即厚度为20～25 km的低速层.它在昆仑山南麓中止,而且低阻体减薄,其厚约10 km并向西南方向倾斜,即在东昆仑山地带已为高阻层,且形成了阻隔.为此可以这样理解,第3剖面是又长(300 km)又厚(80 km)的低阻层(体);标志着其中深部有一部分物质向东南、转而向南方向分流运移,另一部分则向东南四川盆地西北运移,故造成了龙门山断裂系南段与北段低速层分布各异的格局.

③龙门山断裂系中部低阻层有一转折,这一低阻层的上界应为深部物质可以运移的顶部滑移面,同时推断其滑移面的下界应为地幔低速层的顶部.这样的边界条件是合理的,故标志着上、下滑移面所辖的下地壳和上地幔盖层物质厚约70～80 km.

(4)跨越龙门山断裂系的NNW剖面(剖面6)与壳、幔电性结构特征

由北部松潘地区,穿过龙门山断系带伸抵四川盆地,即由北向南延伸的大地电磁测深剖面.该剖面为:中江—北川—松潘—若尔盖—碌曲,全长480 km,点距10 km,且依据49个测点的数据反演求得了沿剖面辖区的壳、幔电性结构(图7).结果表明[15],龙门山断裂系在北川地带深部确存在着逆冲推覆构造,四川盆地下面深度在15 km左右处为低电阻率层厚度约20 km;其下部为高阻层,而松潘—甘孜地带壳内低阻层埋深为20 km以下,而上部则为高阻块体.由3条断裂带组成的龙门山断裂系不仅以不同的倾角向西北倾斜,且向深部逐汇集.

5 龙门山断裂系和相邻地域地壳与上地幔顶部速度结构特征

在四川境内和相邻地域曾有过一些人工源深部地震探测剖面,但却多集中在青藏高原东北缘和松潘地带[16,17],其中有一条为穿过龙门山断裂系的人工源精细结构探测剖面[17].然而从青藏高原东北缘到四川盆地地域地壳结构变化强烈,地壳厚度的垂直变化幅度可达15～20 km左右,地表地形差达3500 m±500 m,故在地形上和地壳厚度上均呈现出明显的反差.

5.1 天然地震观测与反演求得的基本轮廓

(1)由地震层析成像给出的三维速度结构表明,该区地壳厚度变化强烈,由青藏高原东部切过鲜水河断裂带、龙门山断裂系,伸抵四川盆地西南缘的一条近东西向剖面(AA′)[18].在青藏高原东部地壳厚度为70 km,在鲜水河断裂处再向东与龙门山之间地壳厚度为55 km,即为Moho界面的一转折部位;再向东则减薄,在龙门山地带Moho界面深50 km左右,待伸入四川盆地后,地壳减薄至40 km左右.这便表明,龙门山断裂系的Moho界面深度比青藏高原东部要薄20 km左右,比鲜水河断裂附近地带薄5 km左右,比四川盆地厚6～10 km.同时地壳低速度层埋深为20～15 km,且亦向东抬升.

(2)地震接收函数反演求得的Moho界面起伏亦表明,龙门山地带恰为Moho界面强烈变化的转折部位[19].

(3)地震面波的速度分布特征

基于地震面波所得岩石圈/软流圈速度分布特征基本上可分为四个构造单元:青藏高原(92～97分格)、四川盆地(98～99分格)、大别山(100～102分格)、东海—太平洋(103～106分格)[20].大陆软流圈和海洋软流圈的分界在102～103分格之间.东海应归属于海洋软流圈结构.沿92～106分格剖面岩石圈厚度由西向东台阶式减薄,青藏高原岩石圈厚度为120 km,地壳厚度为70 km;四川盆地岩石圈厚度为100 km,地壳厚度为40～45 km;大别山地带岩石圈厚度为75 km,地壳厚度为35 km;东海—太平洋岩石圈厚度为55 km[20].这里有一个地壳与上地幔剪切波速度结构的突变地带(96～97分格与其两侧),即为龙门山断裂系,并呈现出与四川盆地之间明显的差异和四川盆地下地壳与上地幔物质的高速特征.

以上天然地震所得结果尽管是很粗的轮廓,但却也表明:龙门山断裂系乃深部壳、幔结构的强烈变异地带.

5.2 龙门山与其相邻地域人工源地震深部探测与壳、幔精细结构

在龙门山及其相邻地域的人工源深部地震探测主要涉及2条剖面,即阿尔金—都兰—龙门山剖

面[17];唐克—本栏子剖面[17].

(1)阿尔金—都兰—龙门山剖面.该剖面从西北塔里木盆地南缘开始,向南穿过柴达木盆地,而后进入青藏高原东北缘,再向东南横跨龙门山断裂系,而后进入四川盆地[16].这是一条穿越塔里木克拉通,祁连陆块,柴达木陆块,松潘—甘孜陆块和扬子克拉通五个构造单元的剖面.

①松潘—甘孜地带壳、幔速度结构

松潘—甘孜陆块与扬子克拉通之间恰为横跨龙门山断裂系的一条剖面(图 8).

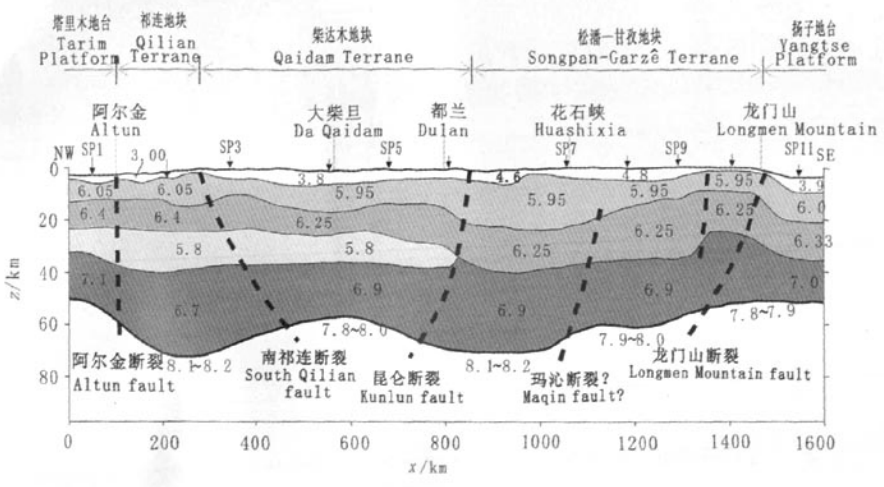


图 8　阿尔金—都兰—龙门山—四川盆地地带壳、幔结构剖面图[16]

Fig. 8　Structure of crust and upper mantle along the Aerjin-Dulan-Longmenshan-Sichuan basin[16]

松潘—甘孜陆块北以昆仑断裂为界、南以龙门山断裂系所隔,地表被三叠系地层所覆盖,浅部的速度较高,且横向变化不大(V_p=4.60～4.80 km/s),厚 3～5 km;上地壳厚度自西北向东南变薄,中地壳厚度则自西北向东南增厚,即为 12～20 km,速度为 6.25 km/s.下地壳横向变化显著,向东南方向厚度减小,最厚可达 35 km 左右,最小为 20 km,速度为 6.90 km/s.Moho 界面向东南方向抬升,地壳厚度为 70～60 km,平均速度为 6.35～6.40 km/s.上地幔顶部的速度横向变化较大,即为 7.90～8.20 km/s 左右.在花石峡地带地壳内的界面均由西北向东南抬升,而在浅部则无明显变化.在龙门山断裂系北侧附近,中、上地壳均呈局部隆起,且隆起北侧的各界面均发生突变,这里恰为龙门山断裂系.

为什么在龙门山断裂系附近,地壳速度结构发生了如此显著的变化呢!

②四川盆地的壳、幔结构特征

扬子克拉通主要由四川盆地及其西北缘构成.在盆地内部,中、新生代沉积建造较厚(6 km),速度低(3.90 km/s).上地壳相对较薄,约 12 km.中地壳厚度 14 km,速度为 6.33 km/s.下地壳厚 17 km 左右,速度为 6.90 km/s.扬子克拉通的地壳厚为 40 km左右,平均速度为 6.26～6.30 km/s.

(2)龙门山地带的壳、幔异常结构特征

松潘—甘孜陆块与扬子克拉通之间所夹龙门山造山带是地壳速度结构的强烈变异地带[20,21].松潘—甘孜陆块区的 Moho 界面深度为 70～62 km,龙门山断裂系处为 50 km 左右,错动幅度为 12～20 km,四川盆地 Moho 界面相对于龙门山断裂系西北侧明显抬升,错动幅度近 10 km.在龙门山断裂地带上地幔顶部的速度较低,为 7.80～7.90 km/s,说明龙门山断裂系下面的深部物质尚在分异、调整和运移.龙门山断裂系的断层面在总体上向北西方向倾斜,即浅部角度陡,穿过上地壳后则逐缓,但其各条断裂向西北方向的倾角均不相同.

由于松潘—甘孜地带深部物质向东南方向推挤,地壳内部界面和壳-幔边界抬升,在深 20～25 km处的低速层已被挤压得很薄、且难以分辨,但确为一相对介质较弱的界带(图 9).

该剖面的速度结构亦表明,下地壳与地幔盖层以地幔软流层为下滑移面,在其下部的岩石圈物质在四川盆地阻隔下,在龙门山断裂系地域以上地壳低速层为向上的滑移面,且逐以高角度"上涌".

(3)川西藏东巴塘(竹巴龙)—四川资中剖面.该剖面位于四川盆地西南缘,且与龙门山造山带的西南端相切,但却明显地反映出不同构造单元地带速

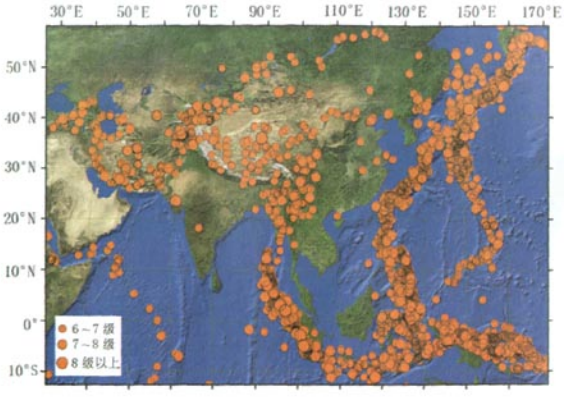


图 1 中国及周边地区$M\geq5$地震震中分布图(1970~2007 年)
(杨辉.中国地震台网中心.2008)

Fig.1 Map showing epicenter distribution map of $M\geq5$ earthquakes in China(1970~2007 year)

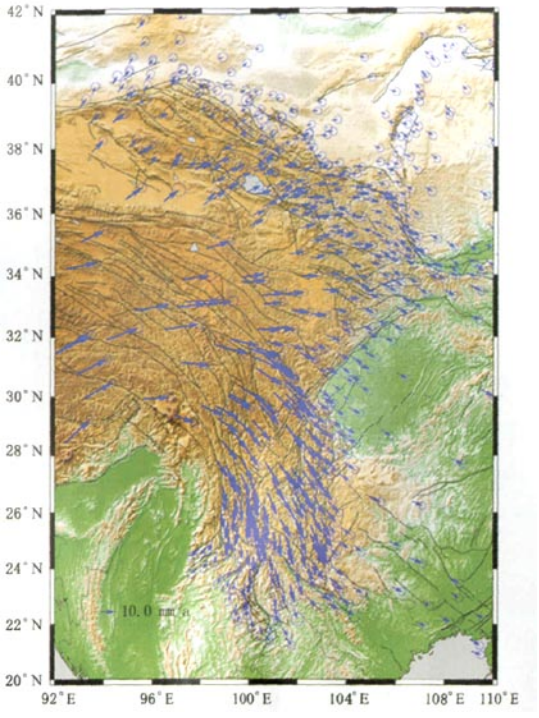


图 5 川滇地区的活动构造与 GPS 水平运动速度场[11]

Fig.5 Map showing active tectonics and horizontal velocity field from GPS in Sichuan and Yunnan[11]

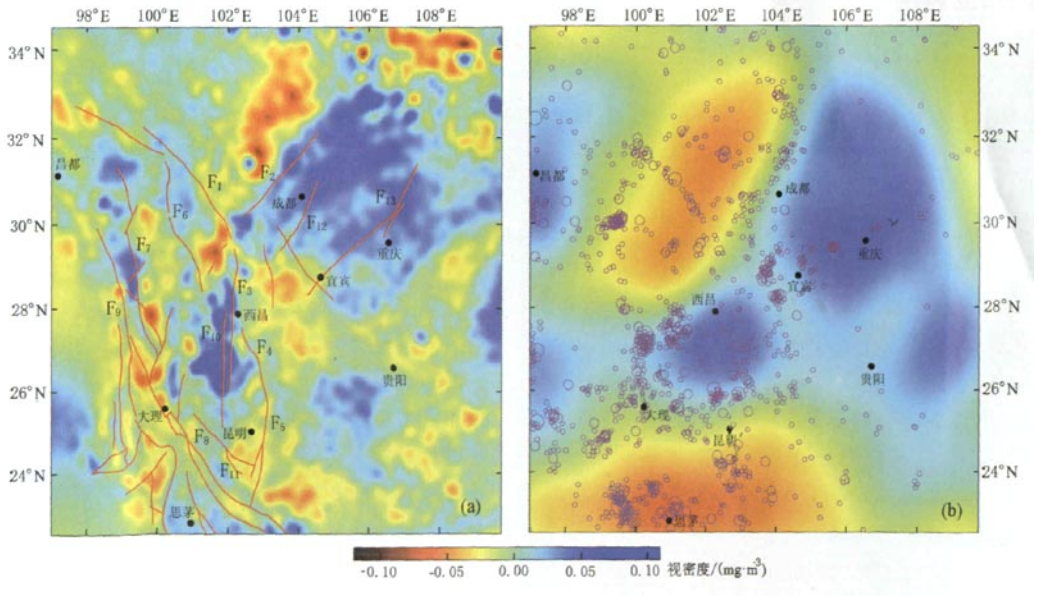


图 10 川滇及邻近地区深部视密度和主要断裂带分布图[23]

(a)浅部强震($M\geq5.0$)与视密度分布;(b)深部强震($M\geq5.0$)与视密度分布.

F_1.鲜水河断裂带;F_2.龙门山断裂系;F_3.安宁河断裂带;F_4.则木河断裂带;F_5.小江断裂带;F_6.甘孜—理塘断裂带;F_7.金沙江断裂带;F_8.哀牢山—红河断裂带;F_9.澜沧江断裂带;F_{10}.易门断裂带;F_{11}.楚雄—通海断裂带;F_{12}.龙泉山断裂带;F_{13}.华蓥山断裂带.

Fig.10 Distributions of apparent density at depth and major faults in Sichuan-Yunnan and adjacent areas[23]

(a)Shallow subsurface; (b) Deep subsurface.

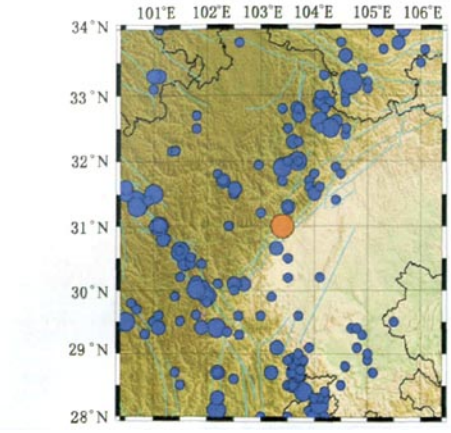


图 4　龙门山断裂系的分布与 5 级以上余震和 5 级以上历史地震分布图
(据 2008 年 5 月 12 日—30 日,中国地震局分析预报中心　陈棋福)
Fig. 4　Distributional map for earthquakes (M>5) and Historical earthquakes along fault system of Longmenshan (Chen Qifu, 2008)

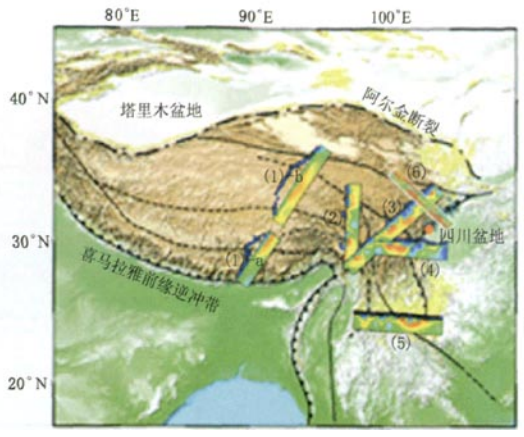


图 6　青藏高原东部、龙门山断裂系地域和四川盆地电性结构剖面位置分布图[14]
Fig. 6　Profiles of electric structures in eastern Tibetan plateau and Sichuan basin[14]

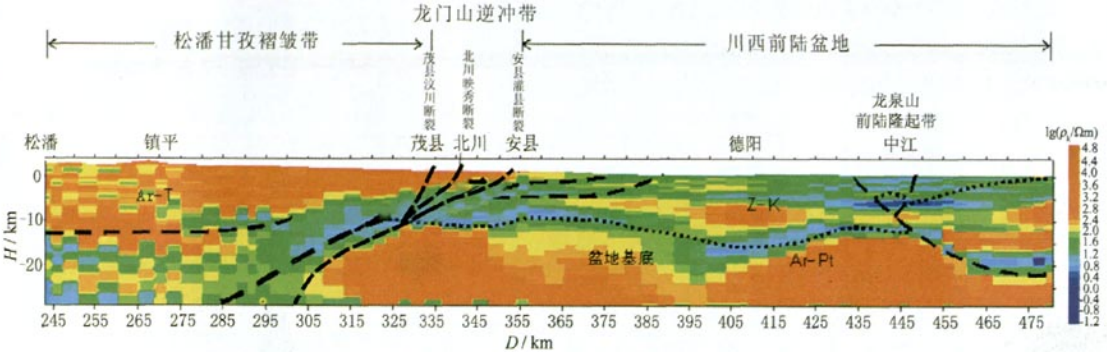


图 7　中江—北川—松潘—若尔盖地带电性结构剖面图[15](有修改)
Fig. 7　Electric structure along the profiel of Zhongjiang-Beichuan-Ruo'ergai pofils[15](with some modefication)

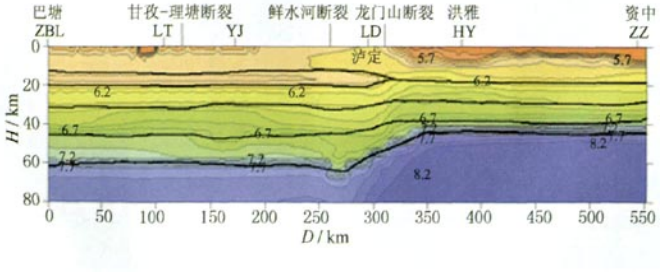


图9　巴塘—理塘—龙门山断裂—四川盆地资中地壳与上地幔结构剖面图[6]

Fig.9 Structure of crust and upper mantle along the Batang-Litang-Longmenshan fault system-Zizhong of Sichuan basin[6]

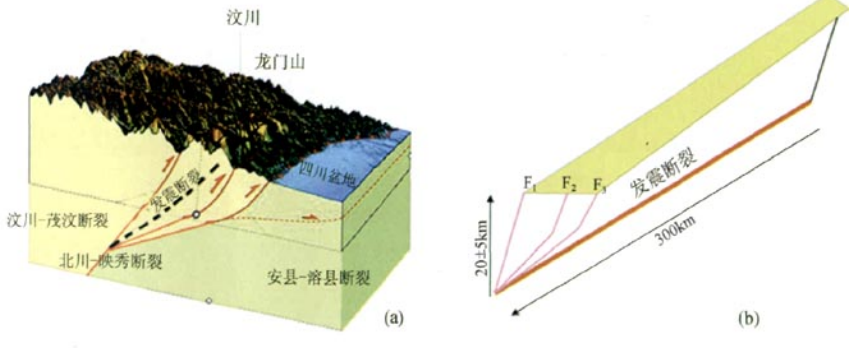


图 12　龙门山断裂系的各条断裂带西倾并在深部 20～25 km 处汇聚示意图
(a) 地质构造;(b) 深部汇聚.
Fig. 12　Schematic diagram showing convergence at depths 20～25 km of fractures of the Longmenshan fault system
(a) Geological cross-section; (b) Deep convergence.

表1 巴塘—资中剖面地壳基本参数[15]

Table 1 Crustal parameters of Batang-Zizhong profile

地壳参数	川西高原	四川盆地
地壳厚度	60～65 km	40～50 km
地壳平均速度	6.25～6.30 km/s	6.45～6.50 km/s
上地幔盖层速度(V_{pn})	7.70～7.80 km/s	8.00～8.20 km/s
地壳低速层	上地幔内,厚10 km	无
壳内优势间断面	30～40 km深	不清晰

度结构的差异(图9,表1).

①地壳与上地幔结构和速度分布

川西高原(西段)与四川盆地(东段)的地壳厚度、地壳中介质的平均速度和上地幔顶部盖层中的速度(V_{pn})均存在明显差异.

分析这些参量分布(表1)可见:川西高原和四川盆地的地壳结构属于造山带型和克拉通型,地壳中不仅存有低速层[21],也存有低阻层[22],扬子克拉通(四川盆地)地壳平均速度高、且坚硬;川西高原却相对较软,而地幔盖层中速度V_{pn}亦低.

②壳、幔结构中的异常现象

一个值得重视的现象是:在相同爆炸点和接收点距条件下,四川盆地以较小炸药量爆炸激发地震波场,而在川西高原则以较大炸药量爆炸激发地震波场,而前者能量却比后者大,且Moho界面变得不清晰.为此认为,在龙门山断裂系阻隔下,这里的中、下地壳与上地幔盖层物质由深部向上运移的过程中,深部存在物质与能量的强烈交换和非均匀性及各向异性.

③壳、幔结构明显变化与物质运移

龙门山断裂系构造极为复杂,尽管在地表表现为逆冲断层,断层面西倾,而以上地壳中的低速层、低阻层在深部物质运移过程中作为上界滑脱面,且起到推覆韧性剪切作用,使得坚硬的四川陆块对比较软弱的松潘—甘孜陆块在龙门山地带相对峙与"堆积",故导致了龙门山造山带以北地带地壳相对增厚,地壳速度减小.

基于该区壳、幔结构研究可以得到这样的认识:

(1)龙门山断裂系北部与南部地壳结构差异大,龙门山断裂系是其西侧地壳结构的强烈变异地带.

(2)由于龙门山断裂系与其东南、西北两侧地壳厚度垂直变化幅度达15～20 km,故在重力作用下造成了该地域深部物质与能量的强烈交换,形成了复杂变异的深层过程.

(3)深部壳、幔速度结构与分区特征提供了龙门山断裂系向深部收敛的证据.

(4)地壳低速层的存在为下地壳与上地幔盖层物质运移提供了顶部滑移面或以其为界带的物质流展通道.

(5)龙门山造山带地域壳、幔介质和结构与其两侧相比为非均匀的和各向异性的,深部物质尚在运移.

6 龙门山造山系和相邻地带的位场特征与介质结构

6.1 重力场特征

基于在97°～110°E,22°～35°N范围内[23]的川、滇地带的3′×3′布格重力异常数据,及其分布特征可见,重力异常基本上呈西北低、东南高的势态展布,反映了川滇地区地壳厚度变化的基本格局.由于区域构造起伏、变化亦很复杂,且在布格异常上面叠加了强度不等的各种局部异常,它们是地壳内部不同尺度密度不均匀体的反映.

布格重力异常分布特征

龙门山造山带是一条重力变化的陡梯度带(100～350 mGal),即为一个高梯度变异带.在30°N,103°E的附近有一局部扭动(即康定附近);在31.5°N,104°E附近(即在汶川附近)也存在一局部扭动;然后在33°N,105°E以北地带发散.该地带的重力布格异常场展布表明:它基本上可分为南段(30°N,103°E—31.5°N,104°E)和北段(31.5°N,104°E—33°N—106°E)两部分.在龙门山断裂系以南(实为东南)四川盆地广大地区布格重力异常值为－100～－200×10^{-5} m/s^2,而在龙门山以北(实为西北)则布格重力异常为更负的地带,即－450～－350×10^{-5}m/s^2.特别是在龙门山西南端到东北端是一个重力梯度逐渐减小的发散地带,而龙门山造山带的南、北两段则均为高梯度变化带.

6.2 壳、幔介质与结构的密度分布

(1)地壳浅部、即中、上地壳的密度分布

通过对地壳内部平均密度扰动的反演,以探讨地壳中、上部和深部岩性和构造差异,浅部重力异常的视密度分布(图10a)反映的是中、上地壳介质的密度变化.四川盆地内部中、上地壳密度较高,异常走向与龙门山造山带基本一致,而整个松潘—甘孜地带则密度较低.由图10a可见,龙门山造山带恰分布在正、负密度异常相汇聚的边界上,且位于密度较

高的一侧,反映出松潘—甘孜地带的中、上地壳密度较低的深部物质向东南方向运移,及与深部壳幔较高密度的四川盆地之间的逆掩推覆关系,而龙门山造山带在深部则向西北方向呈缓慢倾斜.

(2)壳、幔深部物质的密度分布

深部重力异常视密度分布(图 10b),反映的是更深处、即下地壳与上地幔顶部的密度分布特征.显见,四川盆地深部亦为高密度区,但高密度分布的位置与浅部存在一定差异.浅部高密度区与盆地的几何轮廓一致,而深部高密度区则不在盆地正下方,而是在盆地南部北纬 30°附近.这表明盆地下方为由密度较高的坚硬物质组成、即与高速度体和高阻体一致.正是这下地壳与上地幔顶部坚硬的"刚性"块体阻挡了青藏高原东北缘深部物质的东向流展,且迫使其转向南部,即一部分向 SSE、而后又向南流展,同时在强烈挤压作用下,深部下地壳和上地幔盖层物质"流动"并向上运移.

松潘—甘孜地带下面地壳增厚,上地幔顶部 Pn 波速度偏低与其 NNE 向低密度体相对应.深部与浅部介质密度的差异,反映出四川盆地深部高密度体的"刚性"阻挡,而在深部形成低密度物质的堆积,故下地壳增厚.该区深、浅构造之间的密度显著差异表明,下地壳和地幔物质在受力作用下、在其运移过程中与上部上、中地壳解耦[24].

6.3　重力场梯度变化特征

在龙门山造山带地域,即其西南端和东北端布格异常所反映的格局表明:沿龙门山造山带,重力梯度为$>1\times10^{-5}\,m/s^2$,四川盆地$<1\times10^{-5}\,m/s^2$,青藏高原东北缘亦$\leqslant1\times10^{-5}\,m/s^2$,而在龙门山造山带,特别是北川地带竟高达 $2.0\times10^{-5}\,m/s^2$ 以上,故表明这里是一个深部物质重新分异、调整与能量强烈交换的地带.

6.4　龙门山及其相邻地域的均衡重力异常特征

研究区均衡重力异常可分为三个区[12],即青藏高原东部弱负均衡重力异常区(Ⅰ),龙门山正均衡重力异常区(Ⅱ)和四川盆地负均衡重力异常区(Ⅲ)(图 11).青藏高原东部Ⅰ区负均衡重力异常值为$(-10\sim-20)\times10^{-5}\,m/s^2$,龙门山地带为 0～125×

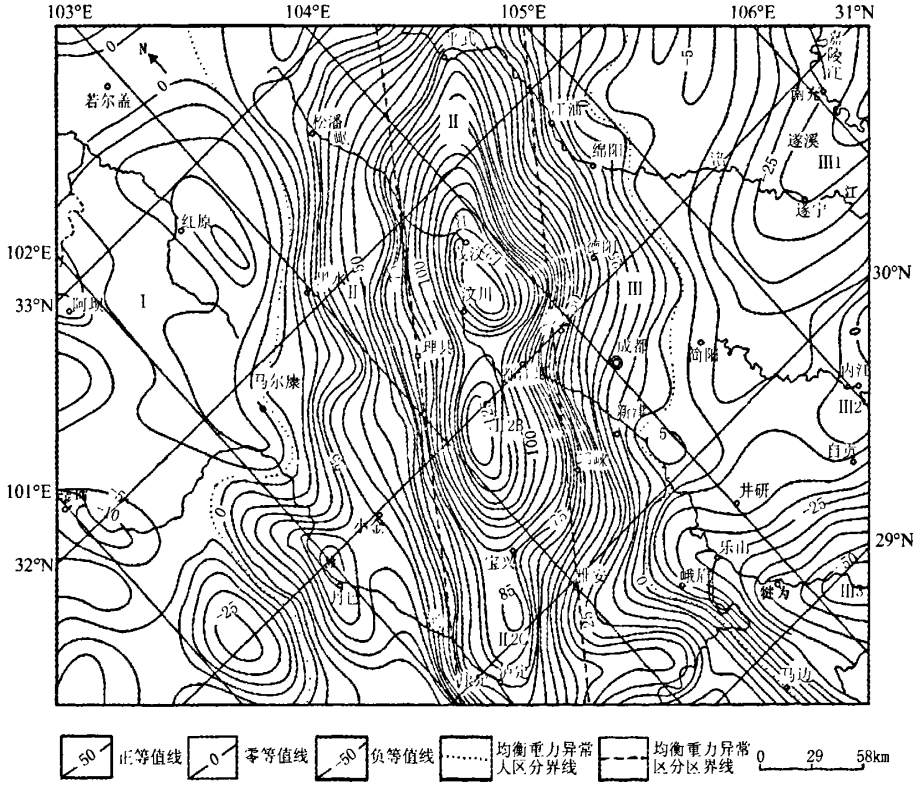


图 11　青藏高原东缘均衡重力异常图[12]

Ⅰ—青藏高原东部的弱负均衡重力异常区;Ⅱ—龙门山正均衡重力异常区;Ⅲ—四川盆地负均衡重力异常区.

Fig. 11　Map of isostaic gravity anomalies[12]

I easten Tibetan plateau, II Longmenshan, III Sichan basin.

$10^{-5}m/s^2$,为正值,并存在 $125\times10^{-5}m/s^2$ 和 $135\times10^{-5}m/s^2$ 的正重力异常圈闭,四川盆地Ⅱ区为0～$-60\times10^{-5}m/s^2$,即为负值区,并形成-40～$-50\times10^{-5}m/s^2$ 的负异常圈闭.显见龙门山造山带(Ⅱ区)重力未达均衡,异常差值可达 $185\times10^{-5}m/s^2$.均衡重力异常带(Ⅱ区)又以理县—都江堰为界将其分为南段(A)与北段(B).沿龙门山断裂系重力均衡异常的分段性表明,在深部存在物质的重新分异和调整.

由龙门山造山地带的正均衡重力异常反演的深部密度结构可见,青藏高原地域和四川盆地重力已达均衡,而龙门山造山带均衡重力异常可达 $100\times10^{-5}m/s^2$,故表明未达均衡.龙门山造山带深部物质在受力作用下的重新分异、调整与物质尚在运移,即深部壳、幔边界与上地幔物质和能量尚在进行着强烈交换.因此,这里在深层动力过程中应为一个活动构造带.

6.5 航空磁测反映的磁性结构特征

沿龙门山断裂系,即由西南端的康定,向东北方向延伸为一条断续的低磁性异常带.它与松潘—甘孜地区,四川盆地的异常展布存在明显差异,反映出弱磁性体的特征.很清楚,该断续展布的磁异常带在南段、即都江堰附近被相对低的磁性体置换,而都江堰与其东、西两侧则呈现出高磁性物质所围;在北段则在青川附近中断,在其两侧亦为两条 NNE 向的高磁性体所围.这表明,以上两个变异带为磁性物质显著差异所致;深部物质确存在明显的磁性差异.

7 汶川地震形成的深层过程和动力学响应

青藏高原东北缘与四川盆地之间的广大地域,如在其北部的叠溪于1933年曾发生过一次7.5级地震(沿南北向岷江断裂带),沿虎牙断裂亦发生过多次强烈地震,同时松潘—甘孜地区在历史上确为一地震多发地区.然而,相对而言,沿龙门山断裂系长期以来却相对平静,这一地域地表地形强烈起伏,西北部与龙门山地带的地形高差竟达3500±500 km,重力布格异常在该区间为一重力陡梯度变异带.该重力梯度带在SW方向的雅安附近向南发散,在33°N以北向北发散,地壳厚度由西北部的65 km左右,向SE方向减薄,在四川盆地为40 km左右,确为一地壳厚度强烈变异地带,幅度达15～20 km左右,从而形成了活动程度不同的活动块体和活动构造带.青藏高原和川滇地域深部物质向南和向东南方向的强烈滑动共同反映了块体的向南和向东南运动[24~26].它们的强烈滑动共同反映了喜马拉雅造山带"东构造结"地带壳、幔物质的强烈交换和物质的侧向运移.

7.1 印度洋板块与欧亚板块的陆—陆碰撞和力源

自冈瓦纳古陆解体以后,除一部分物质残留在南极外,其他各块体均纷纷向北东方向运移,并在60 Ma前后与欧亚板块碰撞,最后挤没了古地中海而形成了当今的这种构造格局.

(1)东构造结的作用和动力过程

由于印度洋中脊的扩张,使得印度洋板块向北漂移,并在两陆—陆板块碰撞挤、压作用下,形成了沿喜马拉雅弧形山系和一系列向南凸出的弧形构造体系[25,26].在喜马拉雅造山带的西端形成了西"构造结",在东端形成了"东构造结",它们分别似两个"尖楔"向北插入青藏高原的东北缘和西缘[27].在"东构造结"向高原北东方向"插入"时,迫使高原东北缘的松潘—甘孜地带构造强烈活动和变形,同时导致深部物质绕过该构造结区,并形成了一系列北西向和北北西向大型走滑断裂系.这便为高原深部物质的流展提供了通道和通道边界.

(2)青藏高原东缘深部物质的运移轨迹

地表地质构造研究表明,龙门山断裂系自晚新生代以来的剥蚀作用与该区大尺度滑坡关系密切[28],且其断裂带的南段与北段亦不一致,并推测其力源与下地壳的物质流动关系密切.

关于青藏高原深部物质的向东、转而向东南运移和下地壳物质流动已有不少讨论[11,29~37].这些讨论均集中在阐述下地壳物质的流动,而实际上应为下地壳和上地幔盖层物质在同步运移.这些深部物质在"东构造结"向北东方向"插入"时,以其东缘的一系列大型走滑断裂为界带形成了几路通道,并在其东部受到四川盆地深部坚硬物质的阻隔下而对峙和物质运移转向.

在青藏高原内部,中、下地壳与上地幔盖层的物质以地壳中埋深20～25 km的低速层、低阻层为第一滑脱面,以上地幔低速层顶面(深度为100±10 km)为第二滑脱面在印度洋板块驱动下主体物

质向东运移(部分物质向西运移),构成了高原深部物质向东大规模的流展.在高原物质向东运移进程中,可分为三条通道,即:

①沿海源断裂(NWW向)与东昆仑断裂(NWW向)之间为通道,物质呈SEE向运移,且部分通道受到鄂尔多斯陆块的阻隔,却与西秦岭相贯通,且通道逐向东收敛,而秦岭—大别山造山带则将中国东部分为南、北两部.

②沿东昆仑断裂带(NWW向)与鲜水河断裂带(NW向)之间为通道,深部物质向SE方向运移,且逐发散,在整体受到四川盆地的阻隔下,迫使部分物质转向,即向东南和向南流展.

③沿鲜水河断裂带(SE向)以南的菱形块体向SSE方向运移,即第一通道(Ⅰ)[14].

7.2 龙门山断裂系的受力状况与向深部汇聚

这里是一个地壳地形高差差异十分显著的地方(可达3500±500 m),且十分陡峭,由于松潘—甘孜陆块与四川盆地在此对峙,故上表层物质难以运动.

(1)由于第二通道(Ⅱ)深部物质在向SE方向运移时[14],受到四川盆地深部坚硬块体(特别是下地壳与上地幔盖层)的阻隔与其本体向北西方向俯冲(龙门山造山带下面俯冲),且在长时间挤压作用下,应力集中、深部物质和能量在进行着强烈的交换,故形成了地震在此"孕育"、发生和发展的深部空间.

(2)龙门山构造系为一条宽近50 km、断续延伸达600 km左右,走向NE的大型构造带,它是由地表所显示的3条(或4条)断裂带形成的断裂系—龙门山断裂系,其主震和余震的发生与发展过程不能从地表震中位置的分布来套符某一条断裂.这是因为这3条断裂以不同的角度向西北方向下倾,并在深部20～25 km处汇聚成一条NE方向的深部断裂带,因此在不同的地震机制解中所得断层面向西北向下倾的角度才会由30°～60°不等(图12).

这条在深部20～25 km深度处汇聚的断裂带不可能像在地表所见各条断裂的宽度,而是要比它们各条断裂带均要宽一些,故才构成了长达300 km的破裂带,而该破裂带则以20～25 km深度为中心.由于应力集中,地震释放能量的强度最大,且向纵向和横向辐射.

7.3 龙门山断裂系与青藏高原东北缘深部物质的流动

青藏高原东部下地壳与上地幔盖层物质整体运移,且在松潘地域尚在继续.由于四川盆地下地壳与上地幔盖层坚硬物质的阻隔,使得在松潘地区与四川盆地之间形成壳、幔物质的高强度挤压.由于在这应力作用下,其边界又为高阻和高速物质,故逐使应力在这里不断积累.

(1)由于龙门山断裂系西北方向的深部下地壳和上地幔盖层的深部物质向东南方向运移,而其顶部滑移面为上地壳低速层与低阻层.该低速层、低阻层以上物质,即上地壳并未参与深部物质的运移,而是以滑移面为界带产生拆离,或低速层以下深部物质对上地壳有拖曳作用[38],故地表浅层未能产生物质的大规模运动(包括纵向和横向).

(2)两滑移面之间的固态物质在四川盆地深部"刚性"物质的强力阻隔下不能向东南方向"挺进",则迫使其整体向上运动(图13a).待向上运移的物质与龙门山3条断裂向下在深部20～25 km处汇聚的深层断裂带碰撞,即从深处向上推覆作用下,应力强烈集中.

(3)汶川主震和一系列余震的发生属于两大不同属性块体之间的相互作用、即上(由上向下)、下(由下向上)物质之间的相向"撞击".由于8.0级主震和2万余次余震均发生在深部20±5 km深度范围内,且与地表3条断裂向下延伸共同汇聚构成的震源体积内,即为一个统一的破裂体积,故由震源处所发生的地震和其能量在向上辐射时便随机地限定在这一震源体积链内的各部位.另外当今确定震中位置的误差还处在5～10 km之间.所以,尚不能说这3条断裂中哪一条是地震发生的断层.

(4)由于深部断裂汇聚处为一条较宽剪切的断裂带(与地表断层带相比),当下地壳与上地幔盖层物质向上运移,3条断裂向下汇聚时,二者强烈碰撞与错动(图13b),故沿龙门山断裂系连续呈阶状近同步错动的七个大于7.0级的地震组构了一条长达300 km的"破裂链",导致了汶川这次8.0级强烈地震在这里发生.

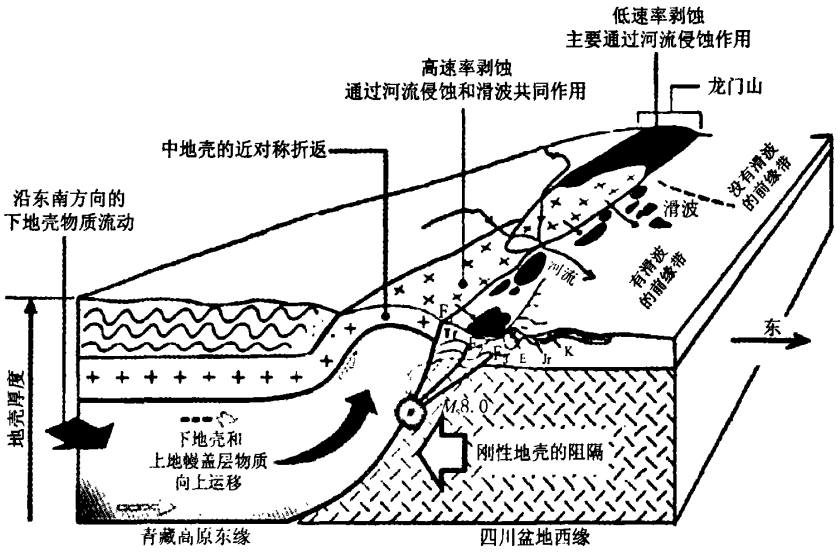


图 13 下地壳和上地幔盖层"刚性"物质由深部向上运移的运动轨迹和汶川 M_s8.0 强烈地震的形成模型

(a) 深部物质运移;(b)可能模型.

(注:该图为在文献[27]的基础上,经修改,补充绘成)

Fig. 13 Upward motion of materials of lower crust and covering stata of upper mantle and model for Wenchuan M_s8.0 strong earthquake(after [27] with modification)

(a) Upward motion of deep materials; (b) Possible model.

8 结 语

汶川强烈地震的发生充分证明,这一地震"孕育"、发生和发展的深层动力过程.为此,对地震的研究,特别是强烈地震的研究,必须集中于在力源作用下震源区和其周边地带物质的重新分异、调整和深部物质与能量的交换,且必须十分重视其深层物理—力学过程和动力学响应.

因此,越过地平线去"视摸"地震源区及其周边地域的介质与结构的"脉博",把握其介质的微破裂和"破裂链"的形成与地震"孕育"、发生与发展的介质和结构的深部环境,以逐向地震发生时间和地点的短临预测逼近乃是十分重要的.

致 谢 本文在已有资料的基础上,重新分析和研究,取得了新的认识和新的成果.在此,特向提供资料的同仁们表示深切的感谢!

参考文献(References)

[1] 梅世蓉,冯德益,张国民等.中国地震预报概论.北京:地震出版社,1993
Mei S R, Feng D Y, Zhang G M, et al. Introduction to Earthqarke Prediction in China. Beijing, Seismological Press, 1993

[2] 滕艳(记者).地震预测研究和抗震须并轨进行—访国家汶川地震专家委员会成员、中国科学院院士滕吉文,地质勘探导报,2008年5月29日,第4版
Teng Y (Reporter). Must combine track for study the anticpated earthquake and earthquake protective measure—Visit the member of National commiffce of Wenchuan seismic specialists, Academician of the Chinese Academy of Science, Teng Jiwen, The Geological exploration Herald, May, 29, 2008, the fourth block

[3] 《四川地震资料汇编》编辑组.四川地震资料汇编.成都:四川人民出版社,1980
Editor Group of Compiling of Sichuan Earthquake Data. Compiling of Sichuan Earthquake Data. Chengdu: People's Publishing House of Sichuan, 1980

[4] 徐锡伟,张培震,闻学泽等.川西及其邻近地区活动构造基本特征与强震复发模型.地震地质,2005,27(3):446~461
Xu X W, Zhang P Z, Wen X Z, et al. Features of active tectonics and recurrence behaviors of strong earthquakes in the western Sichuan province and its adjaceal regions. *Seismology and Geology* (in Chinese), 2005, 27(3): 446~461

[5] 丁国瑜主编.中国岩石圈动力学概论.北京:地震出版社,1991
Ding G Y ed. Introduction of China Lithosphere Dynamics (in Chinese). Beijing: Seismological Press, 1991

[6] 李传友,宋方敏,冉勇康.龙门山断裂系北段第四纪活动性讨论.地震地质,2004,26(2):248~258

Li C Y, Song F M, Ran Y K. Late Quaternary activity and age constraint of the northern longmenshan Fault zone. *Seismology and Geology*, 2004, **26**(2): 248～258

[7] 吕江宁,沈正康,王　敏. 川滇地区现代地壳运动速度场和活动块体模型研究. 地震地质, 2003, **25**(4): 543～554
Lü J N, Shen Z K, Wang M. Contemporary crust deformation and active tectonic block model of the Sichuan—Yunnan region region, China. *Seismology and Geology* (in Chinese), 2003, **25**(4): 543～554

[8] Alexander L, Densmore, Michael A, et al. Active tectonics of the Beichuan and Pengguan faults at the eastern margin of the Tibetan Plateau. *Tectonics*, 2007, **26**, TC4005: 1～17

[9] 曹秋鹏,贾　东,朱艾斓等. 青藏高原东缘龙门山冲断带与四川盆地的现今构造表现:数字地形和地震活动证据. 地质科学, 2007, **42**(1): 31～44
Cao Q P, Jia D, Zhu A L, et al. Active tectonics in the Longmen thrast belt to the Eastern Qinghai—Tibetan Plateau and Sichuan Basin: Evidence from topography and seismicity. *Chinese J. Geology* (in Chinese), 2007, **42**(1): 31～44

[10] 张培震,徐锡伟,闻学泽,冉勇康. 2008 年汶川 8.0 级地震发震断裂的滑动速率,复发周期和构造成因. 地球物理学报, 2008, **51**(4): 1066～1073
Zhang P Z, Xu X W, Wen X Z, Ran Y K. Slip rates and recurrence intervals of the Longmen Shan active fault zone, and tectonic implications for the mechanism of the May 12 Wenchuan earthquake, 2008, Sichuan, China. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2008, **51**(4): 1066～1073

[11] Wang Q, Zhang P Z, Freymueller J T, et al. Present-day crustal deformation in China constrained by Global Positioning System (GPS) measurements. *Science*, 2001, **294**: 574～577

[12] 李　勇,周荣军,Densmore A L 等. 青藏高原东缘大陆动力学过程与地质响应. 北京:地质出版社, 2006
Li Y, Zhou R J, Densmore A L, et al. Continental Dynamics and Geological. Responses of the Eastern Margin of Qinghai-Tibet Plateau (in Chinese), Beijing: Geological Publishing House, 2006

[13] 陈运泰. 汶川特大地震的震级和断层长度. 科技导报, 2008, **26**(10): 26～27
Chen Y T. On the magnitude and the fault length of the great Wenchuan earthquake. *Science & Technology Reriew* (in Chinese), 2008, **26**(10): 26～27

[14] Bai D H, Meju M A, Unsworth M J, et al. Electromagnetic evidence for crust flows beneath Tibetan Plateau and its significance to the *M*8 earthquake in Wenchuan, China. *Science*, 2008

[15] 王绪本,朱迎堂,余　年等. 龙门山逆冲构造深部电性结构特征. 地球物理学报, 2008, 待发表
Wang X B, Zhu Y T, Yu N, et al. Magnetatelluric sounding new evidence to thrustbelt structure in LongmenShan. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2008, In Press

[16] Wang C Y, Han W B, Wu J P, et al. Crustal stuacture beneath the easton margin of the Tibetan plateau and its tectonic implication. *Journal Geophysical Research*, 2007, **112**, B07307: 1～21

[17] 王有学,Mooney W D, 韩果花等. 台湾—阿尔泰地学断面阿尔金—龙门山剖面的地壳纵波速度结构. 地球物理学报, 2005, **48**(1): 98～106
Wang Y X, Mooney W D, Han G H, et al. Crustal P wave velocity structure from Altyn Tagh to Longmen mountains along the Taiwan-Altay geoscience transect. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2005, **48**(1): 98～106

[18] Huang J L. Lithospheric structure and its relationship to seismic and volcanic activity in southwest China. *Journal of Geophysical Research*, 2007, **107**, BIO. 2255, 1～14

[19] 朱介寿,李海丰,Gerad Jules 等. 龙门山及青藏高原被动源地震剖面观测. 见:地球探测与信息技术教育部与四川省重点实验室 2007 年学术年会论文集. 成都:成都理工大学, 2007. 1～8
Zhu J S, Li H F, Gerand Jules, et al. A passive seismological profile experiment in Eastern Margin of Tibetan plateau and Longmenshan region. Anhual academic symposium key laboratory of Geoexploration & Information Techmology of Ministry of Education & Sichuan Province. Chengdu: Chengdu Oniversity of Tehnology, 2007. 1～8

[20] 宋仲和,安振强,陈里华. 中国与邻近海域地壳与上地幔的 P 波速度结构. 地震学报, 1986, **8**(2): 263～274
Song Z H, An Z Q, Chen L H. P wave velocity of the upper mantle on the mainland and the marginal seas of China. *Acta Seismologica Sinica*, 1986, **8**(2): 263～274

[21] 孙克忠,滕吉文. 由长周期地震面波研究西藏高原地区地壳和上地幔的速度分布. 地球物理学报, 1985, **28**(增刊Ⅰ): 42～53
Sun K Z, Teng J W. The velocity distribution in the crust and upper mantle beneath the Xizang (Tibetan) Plateau from Long period surface waves. *Acta Geophysica Sinica*, 1985, **25**(Sup. Ⅰ): 42～53

[22] 李　立,金国元. 攀西地区岩石圈的电性结构. 见:中国攀西裂谷文集(3). 北京:地质出版社, 1988. 66～75
Li L, Jin G Y. Electrical conductivity structure of the Lithosphere in Panxi region. In: Contribution to Panzhihua Xichang Rift, China, No. 3 (in Chinese). Beijing: Geological Publishing House, 1988. 66～75

[23] 楼　海,王椿镛. 川滇地区重力异常的小波分析与解释. 地震学报, 2005, **27**(5): 515～523
Lou H, Wang C Y. Wavelet analysis and interpretation of Gravity data in Sichuan-Yunnan region, China. *Acta Seismologica Sinica*, 2005, **27**(5): 515～523

[24] 熊　熊,滕吉文. 青藏高原东缘地壳运动与深层过程研究. 地球物理学报, 2002, **45**(4): 507～515
Xiong X, Teng J W. Study on crustal movement and deep process in Eastern Qinghai-Xizang Plateau. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2002, **45**(4): 507～515

[25] 滕吉文,张中杰,胡家富等. 青藏高原整体隆升与地壳短缩增厚的物理力学机制研究(上). 高校地质学报, 1996, **2**(2): 121～133

Teng J W, Zhang Z J, Hu J F, et al. Physical-mechanical mechanism for the whole uplifting of the Qinghai-Xizang Plateau and the lateral shortening and vertical thickening of the crust. *Geological Journal of China Universities* (in Chinese), 1996, **2**(2): 121～133

[26] 滕吉文,张中杰,胡家富等. 青藏高原整体隆升与地壳短缩增厚的物理力学机制研究(下). 高校地质学报, 1996, **2**(3): 307～323

Teng J W, Zhang Z J, Hu J F, et al. Physical-mechanical mechanism for the whole uplifting of the Qinghai-Xizang Plateau and the lateral shortening and vertical thickening of the crust. *Geological Journal of China Universities* (in Chinese), 1996, **2**(3): 307～323

[27] 滕吉文,王谦身,王光杰等. 喜马拉雅"东构造结"地区的特异重力场与深部地壳结构. 地球物理学报, 2006, **49**(4): 1045～1052

Teng J W, Wang Q S, Wang G J, et al. Specific gravity field and deep crustal structure of the Himalayas east structural knot. *Chinese J. Geophysics.* (in Chinese), 2006, **49**(4): 1045～1052

[28] Meng Q R, Hu J M, Wang Erchie, et al. Late Cenozoic denudation by large magnitude landslides in the eastesn edge of Tibetan Plateau. *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, **243**: 252～267

[29] Burchiel B C, Royden L H, Vander Hilst R O, Hager B H. A geological and geophysical context for the Wenchuan earthquake of 12 May 2008, Sichuan, People's Republic of China. *GAS today*, 2008, **18**(7): 4～11

[30] Burchfiel B C, Zhang P, Wang Y, et al. Geology of the Himalayan fault zone, Ningxia Autonomous region. China and its relation to the evolution of the northeastern margin of the Tibetan Plateau. *Tectonics*, 1991, **10**: 1091～1110

[31] 苏有锦,秦嘉政. 川滇地区强地震活动与区域新构造运动的关系. 中国地震, 2001, **17**(1): 24～34

Su Y J, Qin J Z. Strong earthquake activity and relation to regional Neotectonic Movement in Sichuan-Yunnan region. *Earthquake Research in China* (in Chinese), 2001, **17**(1): 24～34

[32] 张国民,李 丽,黎凯武等. 强震成组活动与潮汐力调制触发. 中国地震, 2001, **17**(2): 110～120

Zhang G M, Li L, Li K W, et al. Group strong earthquakes and triggering by Tidal Stress. *Earthquake Research in China* (in Chinese), 2001, **17**(2): 110～120

[33] Marin K, Clark Bush J W M, Koyden L H. Dynamic topography produced by lower crustal flow against rheological strength hetorogeneities bordering the Tibetan Plateas. *Geophys. J. Int.* 2005, **162**: 575～590

[34] Meng Q R, Wang Erchie, Hu J M. Mesozoic sedimentary evolution of the northwest Sichuan basin: implication for continued clockwise rotation of the South China block. *Geoloyical Society of America Bulletin*, 2005, **117**(3/4): 396～410

[35] Christopher Beaamount, Jamieson R A, Ngugen M H, et al. Crustal channel flows: Numerical models with application to the tectonics of the Himalnyan—Tibetan orogen. *Journal of Geophysical Research*, 2004, **109**, B06406, 1～29

[36] Jamieson R A, Beaumont C, Medvedev S, et al. Crustal channel flows: 2 Numerical models with implications for metamorphism in the Himalayan—Tibetan orogen. *Journal of Geophysica Research*, 2004, **109**, B06407, 1～24

[37] Clark M K, Bush J W M, Royden L H. Dynamic topography by lower crustal flow agarnst rheological strength heterogeneities bordering the Tibetan Plateau. *Geophys. J. Int.*, 2005, **162**: 575～590

[38] 朱守彪,石耀霖. 用遗传有限单元法反演川滇下地壳流动对上地壳的拖曳作用. 地球物理学报, 2004, **47**(2): 232～239

Zhu X B, Shi Y L. Genetic algorithm-finite element inversion of drag forces exerted by the lower crust on the upper crust in the Sichuan-Yunnan area. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2004, **47**(2): 232～239

(本文编辑 胡素芳)