

松潘甘孜地块四姑娘山花岗岩 锆石 U-Pb 年代学证据及与汶川地震的关系

戴宗明^{1,2} 孙传敏¹ 张宽忠² 李振江²

(1.成都理工大学地球科学学院,四川 成都 610059;2.四川省地矿局区域地质调查队,四川 成都 610213)

摘要:松潘甘孜地体东部的花岗岩主要形成于印支晚期至燕山初期,其中四姑娘山花岗岩体的锆石普遍具有岩浆锆石的特征。通过四姑娘山花岗岩体的黑云母花岗岩闪长岩中的 23 粒锆石的锆石激光探针 U-Pb 定年,确定其岩浆结晶年龄为燕山早期(191±1)Ma,此年龄对解决龙门山断裂带形成的初始时间有重要意义。虽然在松潘甘孜地体多数岩体长轴走向和矿物定向均呈北西向,但过去区调中划分的北西向的金川—理县构造岩浆带不能代表这种楔入作用的产物,而应重新划分为北东向的道孚—金川—小金—黑水构造岩浆带,四姑娘山岩体是这个北东向构造岩浆带中的典型。这些花岗岩主要是扬子地块沿龙门山构造带向松潘甘孜地体内楔入导致松潘甘孜地体中下地壳低速层发生部分熔融的结果。地球物理资料显示,四姑娘山地区是有“山根”的,这些“山根”主要由巨大的花岗岩基组成,它们不是引起汶川地震的原因,但是减弱了汶川地震的地震波向西北方向的青藏高原传递,并对汶川地震时的龙门山断裂带向西南段的扩张起了一定的阻挡作用,即降低了汶川地震的大量余震在龙门山断裂带西南段发生的概率。

关键词:松潘甘孜地体;龙门山断裂带;汶川地震;花岗岩;锆石;U-Pb 定年

中图分类号:P597 **文献标志码:**A **文章编号:**1000-3657(2011)03-0623-14

四姑娘山位于青藏高原东缘龙门山脉与邛崃山脉的交界一带,是青藏高原东缘除贡嘎山之外的第二高峰,海拔 6250 m,号称“蜀山之后”。四姑娘山的主要组成岩石就是侏罗纪淡色花岗岩构成的四姑娘山花岗岩基,四姑娘山花岗岩基在大地构造位置上处于龙门山断裂带西南段与松潘甘孜地体结合部位(图 1)。

前人对四姑娘山花岗岩体进行的系统地质工作仅限于国家公益性基础性的区域地质调查工作。1984 年 1:20 万小金幅区调对四姑娘山岩体进行了首次地质填图,并采获了 K-Ar 法同位素测年^①,但这种有着 50 年历史的 K-Ar 定年法目前在广泛应用中面临着严重挑战;2003 年以生态旅游地质为调查目的的 1:5 万樟木寨幅区调图幅对四姑娘山岩体

测试了 7 件硅酸盐分析样品^②。后来 Roger et al. (2004)对四姑娘山岩体进行了锆石和磷灰石的 U-Pb 同位素测年^③,Hu Jianmin et al. (2005)又对四姑娘山岩体进行了 SHRIMP 法 U-Pb 定年^④,但二者的测年成果均未见有详细报道,只是在相关论文中片言只语提及。前人对四姑娘山岩体的研究仅限于此。2009 年笔者主持完成的 1:25 万马尔康县幅区调对四姑娘山岩体进行了较为详细的地质工作,并以图幅带专题形式开展了《青藏高原东缘四姑娘山地区第四纪隆升过程》的专题研究,进行了详细的地质填图和样品测试,本论文是在该专题研究基础上完成的。

2008 年 5 月 12 日在汶川发生了举世震惊的 Ms8.0 级特大地震,导致大半个中国乃至东南亚都在晃动,在北京、上海、天津、重庆、宁夏、甘肃、青海、

收稿日期:2011-04-20;改回日期:2011-05-12

基金项目:中国地质调查局“1:25 万马尔康县幅区域地质调查”项目(1212010510304)资助。

作者简介:戴宗明,男,1966 年生,教授级高级工程师,博士生,从事地质矿产勘查和全球锰矿石贸易;E-mail:zm_dai@yahoo.com.cn。

①四川省地矿局区域地质调查队. 1:20 万小金幅区调报告(地质),1984

②四川省地质调查院. 1:25 万马尔康县幅区域地质调查报告(地质),2009

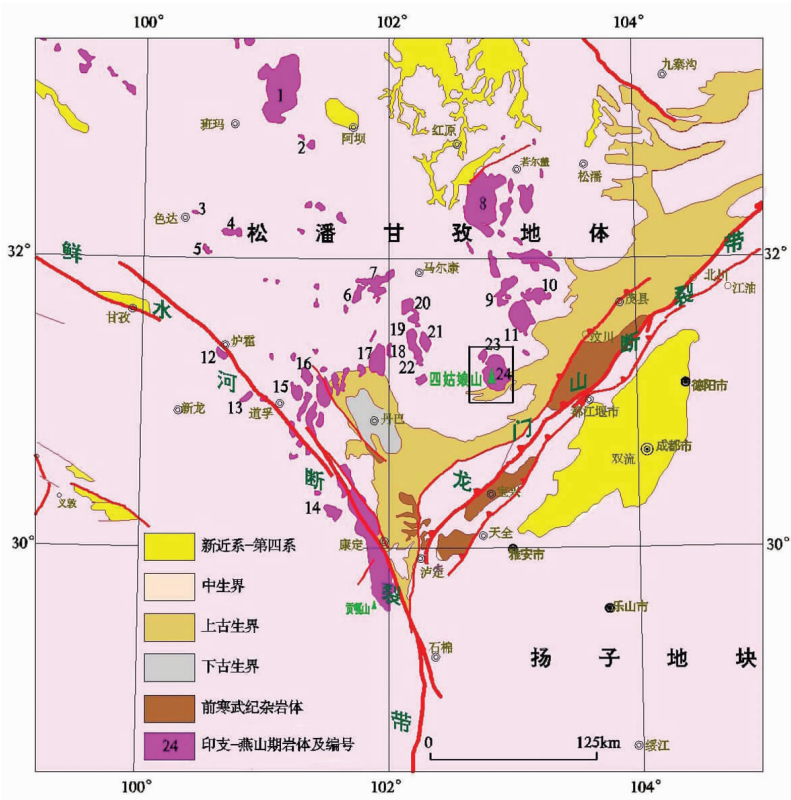


图1 松潘甘孜地体东部区域地质简图

Fig.1 Simplified regional geological map of the eastern part of the Songpan-Garzê terrane

陕西、山西、山东、河南、湖北、湖南、贵州、云南、西藏、江苏、浙江、香港、台湾、曼谷等地均有明显震感，但与震中相邻较近的青藏高原东部震感快速递减，在川西藏东地区和青海东部的感觉甚微，在西藏境内人体几乎没有感觉；而且其后截止2010年3月31日发生了72462次 M_s 2.9级以上的余震主要发生在龙门山断裂带中北段，这些余震沿龙门山断裂带向西南发展到四姑娘山东侧的映秀镇鱼子溪一带就嘎然而止，它们的震中绝大多数超越不过四姑娘山。是什么力量导致汶川地震烈度向西快速衰竭和向断裂带西南发展突然中止？这有无特殊的地壳乃至上地幔结构背景？出现这种特殊地壳结构的时间从何开始？

本文应用锆石激光探针U-Pb测年法对四姑娘山花岗岩的年代学数据，不仅用新方法校正了过去方法的误差，更重要的是结合四姑娘山岩体的地球化学特征和地质背景为松潘甘孜地体与扬子地块碰撞过程提供了精准的年代学数据，为应用裂变径迹法分析研究四姑娘山地区第四纪隆升过程奠定了重要的热年代学基础，特别对解释汶川地震的迁移规

律具有重要的参考价值。本文研究认为，以四姑娘山巨型花岗岩基为主体的青藏高原东缘的北东向花岗岩构造岩浆带在其中起了十分重要的作用，对四姑娘山花岗岩的研究可以很好地揭示扬子地块与松潘甘孜地体的碰撞作用及其地球动力学过程。

1 地质背景

在青藏高原东缘的松潘—甘孜地体，分布着数十个大大小小的花岗岩体，如族郎—孟通沟复式岩体、关门峡岩体、刷马路口岩体、撤阳沟岩体、峨特山岩体、独松岩体、彭家沟岩体、葫芦海子岩体、二毛山岩体、关门峡岩体、万里城岩体、马来如复式岩体、四姑娘山复式岩体、老君沟复式岩体、夹石沟岩体、木苏岩体、空卡梁子岩体、羊拱海复式岩体等，多数岩体（如四姑娘山岩体和可尔因岩体）明显切穿围岩的构造线（图1~2），显示这些岩体的侵位明显晚于主要造山阶段；大量同位素测年资料也表明，这些岩体主要形成于燕山早期，少量在印支晚期（表1）。由于四姑娘山花岗岩基所处的特殊地质构造位置，从而成为研究扬子地块与松潘甘孜地体碰撞作用的一个典型岩体。

表1 松潘甘孜地体的前人花岗岩定年数据

Table 1 Age data of the granitoids in Songpan-Garzê terrane

编号	岩体名称	岩石类型	年龄(Ma)	测试方法	资料来源
1	年保玉则岩体	黑云母花岗岩	202±10	K-Ar	1:25万久治幅区调 ^⑨
			216±2	SHRIMP	1:25万久治幅区调 ^⑨
2	小石头山岩体	黑云母花岗岩	240±1	Rb-Sr	1:25万阿坝县幅区调 ^④
3	日穷打则岩体	花岗岩闪长岩	203±1	Rb-Sr	1:25万阿坝县幅区调 ^④
4	西拉卡岩体	英云闪长岩	227±2	Rb-Sr	1:5万勒青贡幅区调 ^⑤
			198.6±2.4	K-Ar	1:20万阿坝幅区调 ^⑥
5	色俄岗岩体	石英闪长岩	212	Rb-Sr	1:25万阿坝县幅区调 ^④
6	太阳河岩体	闪长岩	203	锆石 U-Pb	1:25万炉霍县幅区调 ^⑦
7	可尔因岩体	二云二长花岗岩	217	锆石 U-Pb	1:25万马尔康县幅区调 ^⑧
			201	Rb-Sr	1:20万马尔康幅区调 ^⑧
			203.8	U-Pb	1:20万马尔康幅区调 ^⑧
		黑云母二长花岗岩	206.4	U-Pb	1:20万马尔康幅区调 ^⑧
8	羊拱海岩体	黑云二长花岗岩	211±4	SHRIMP	Hu Jianmin 等 (2005) ^[2]
9	族郎岩体	二长花岗岩	144~164	K-Ar	1:20万马尔康幅区调 ^⑧
10	孟通沟岩体	黑云母花岗岩	164	Rb-Sr	袁海华等 (1991) ^[3]
11	老君沟岩体	黑云角闪花岗岩闪长岩	151.9±53.7	Rb-Sr	1:5万上孟下孟幅区调 ^⑨
		角闪花岗岩闪长岩	172.9±46.4	Rb-Sr	1:5万上孟下孟幅区调 ^⑨
		角闪二长花岗岩	196	Rb-Sr	袁海华等 (1991) ^[3]
		黑云母花岗岩闪长岩	224.9±39.6	Rb-Sr	1:5万上孟下孟幅区调 ^⑨
		黑云母二长花岗岩	229.9±12.2	Rb-Sr	1:5万上孟下孟幅区调 ^⑨
12	陡日山岩体	黑云角闪石英二长岩	210±1.1	锆石 U-Pb	1:25万炉霍县幅区调 ^⑦
13	玛孜措岩体	二长花岗岩	206	LA-ICP-MS	王全伟等 (2009) ^[4]
14	松林口岩体	二长花岗岩	238±8	SHRIMP	Hu Jianmin 等 (2005) ^[2]
15	登青沟岩体	二长花岗岩	112.4	K-Ar	1:20万新龙幅区调*
16	七格科岩体	二长花岗岩	122	K-Ar	1:20万新龙幅区调*
17	马奈-猛古岩体	黑云母花岗岩体	167	K-Ar	1:20万马尔康幅区调 ^⑧
		正长岩-石英二长岩	106	K-Ar	1:20万马尔康幅区调 ^⑧
18	独松岩体	二长花岗岩	94.06	K-Ar	1:20万小金县幅区调 ^⑧
19	万里城岩体	斑状黑云花岗岩	131~135	K-Ar	1:20万马尔康幅区调 ^⑧
20	二毛山岩体	斑状黑云花岗岩	122.5	K-Ar	1:20万马尔康幅区调 ^⑧
21	葫芦海子	斑状黑云花岗岩	127~147	K-Ar	1:20万马尔康幅区调 ^⑧
22	嘎伍岭岩体	黑云母花岗岩	218.7±7.5	U-Pb	Hu Jianmin 等 (2005) ^[2]
			198.6±3.3		
23	牛心沟岩体	二长岩	234±3	LA-ICP-MS	赵永久 (2007) ^[5-6]
		云闪正长岩	195	角闪石 K-Ar	1:20万小金县幅区调 ^⑧
		云闪正长岩	144.57	黑云母 K-Ar	1:20万小金县幅区调 ^⑧
24	四姑娘山岩体	二长花岗岩	137.7	黑云母 K-Ar	1:20万小金县幅区调 ^⑧
		似斑状二长花岗岩	181±4	磷灰石 U-Pb	Roger et al (2004) ^[1]
			195±6	锆石 U-Pb	Roger et al (2004) ^[1]
		斑状黑云母花岗岩	184.8±3.3	SHRIMP	Hu Jianmin 等 (2005) ^[2]
			203.6±6.8	U-Pb	Hu Jianmin 等 (2005) ^[2]
黑云母花岗岩闪长岩	190.81±0.6	锆石 U-Pb	1:25万马尔康县幅区调		

* 四川省地矿局区域地质调查队.1:20万新龙幅区调报告(地质),1984.

- ①四川省地矿局区域地质调查队.1:20万小金幅区调报告(地质),1984.
 ②四川省地质调查院.1:25万马尔康县幅区域地质调查报告(地质),2009.
 ③青海省地质调查院.1:25万久治县幅区域地质调查报告,2006.
 ④四川省地质调查院.1:25万阿坝县幅区域地质调查报告,2006.
 ⑤四川省地质调查院.1:5万勒青贡等5幅区域地质调查报告,2009.
 ⑥四川省地矿局区域地质调查队.1:20万阿坝幅区调报告(地质),1984.
 ⑦四川省地质调查院.1:25万炉霍县幅区域地质调查报告,2008.
 ⑧四川省地矿局区域地质调查队.1:20万马尔康幅区调报告(地质),1979.
 ⑨四川地矿局化探队.1:5万上孟、下孟幅区域地质调查报告,1987.

四姑娘山岩体分布于四姑娘山主峰一带,呈南北向的近椭圆状出露地表,其南北长近 30 km、东西宽 10~20 km,面积约 420 km²;岩体与围岩接触面外倾,倾角 45~70°,可见上三叠统侏罗组的残留顶盖或残留体,应属浅成或超浅成侵入岩。野外填图表明,其岩石类型复杂,主要由黑云母花岗岩、正长岩、二长岩、二长花岗岩、黑云母花岗闪长岩等组成多个侵入体,黑云母花岗岩出露于岩体南段,正长岩主要出露于岩体北段,而二长岩则出露于二者交接部位,各侵入体间呈脉动接触关系,其中黑云母花岗岩和正长岩是四姑娘山岩体的主要岩性(图 2)。黑云母花岗岩具中细粒花岗结构、蠕英结构、似斑状结构,主要矿物成分有钾微斜长石 48%~54%、斜长石 20%~25%、石英 20%~26%、黑云母 3%~5%组成;正长岩的主要矿物成分为钾长石(微斜长石)35%、中-更长石 15%~26%、普通角闪石 13%~20%、黑云母 5%~10%,以及少许辉石(1%~2%)、石英(1%~10%)组成,其中部分长石呈大板状斑晶,环带构造发育,与暗色矿物一起呈北西向定向排列;二长花岗岩由微斜长石 20%~35%、中长石 35%~45%、石英 5%~20%、黑云母 4%~15%、普通角闪石 5%~15%组成,角闪石中心部分有时可见有辉石残晶;副矿物有锆石、磷灰石、榍石及铁钛氧化物等。

2 锆石激光定年

2.1 分析方法

本论文研究在 1:25 万马尔康县幅区域地质调查中,对四姑娘山进行了详细的锆石 U-Pb 定年研究,其锆石激光探针 U-Pb 测年样品取自四姑娘山双桥沟尾的中粒黑云母花岗闪长岩,采样点坐标为东经 102°47'26.9"、北纬 N 31°13'42.3"、海拔 4465 m (地质点号 D8101)。所选样品的主要矿物含量为石英 25%、更长石 60%、微斜长石 11%、黑云母 3%,造岩矿物粒径 1~2 mm;岩石蚀变极弱,仅黑云母偶有绿泥石化。

用于锆石 U-Pb 年代学测定的样品,在成都综合岩矿测试中心采用双目镜下人工挑选方法分选锆石单矿物,共选取了 23 颗锆石。锆石制靶后,进行了锆石阴极发光照像,以观察锆石的内部结构。这些锆石基本无色,绝大部分呈短柱状或粒状,自形程度高,环带清楚,阴极发光图像未见继承核,宽长比为 1:1~1:3,多数为 1:1.5~1:2.5;长轴方向为 50~100 μm ,个别呈长柱状,长轴最大可达 180 μm ,显示了岩浆结晶成因锆石的典型特征(图 3)。

锆石激光探针 U-Pb 测年由西北大学(西安)大陆动力学国家重点实验室完成,激光剥蚀系统

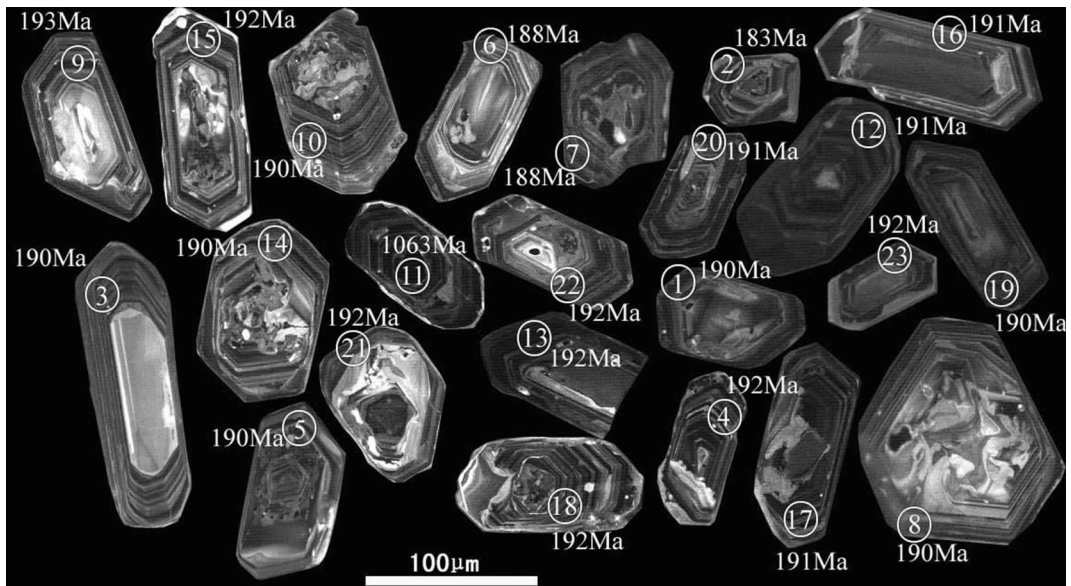


图 3 四姑娘山花岗岩体锆石的阴极发光图像

Fig.3 Cathodoluminescence images of zircons from the FGMG pluton

为德国 MicroLas 公司生产 GeoLas200M, 采用标准流程进行测试, 激光束斑直径为 $20\ \mu\text{m}$, 频率为 10 Hz。实验前将锆石样品与锆石 91500、人工合成的硅酸盐玻璃 NISTSRM610 分别粘在双面胶上, 然后用无色透明的环氧树脂固定, 等环氧树脂充分固化后抛光至样品露出一个平面。样品测定之前用 3%(v/v) 的 HNO_3 清洗样品表面, 以除去样品表面的污染。采样方式为单点剥蚀, 实验中采用 He 作为剥蚀物质的载气, 年龄计算时以 91500 作外标, 元素含量计算时以 NISTSRM610 为外标, Si 作内标, 仪器参数类似于 Honglin Yuan 等(2004)^[7]。锆石测定点的同位素比值、U-Pb 表面年龄和 U-Th-Pb 含量计算采用 Glitter 程序(ver4.0, Macquarie University)。采用 Andersen 等(2002)方法对普通 Pb 进行校正^[8], 并采用 Isoplot(ver2.49)程序(Ludwig, 2001)进行锆石加权平均年龄计算及谐和图的绘制^[9]。

2.2 测试结果

本次共挑选了 23 粒锆石, 所分选的 23 粒锆石中绝大部分均为无色透明, 有较好的自形程度, 在阴极发光图像上呈现密集的岩浆型锆石的振荡环带; 只有 1 粒表现出核部具继承性锆石的特征。四姑娘山花岗岩样品 D8101TM 的锆石激光探针 U-Pb 同位素测试分析数据见表 2, 单个数据点误差均为 1σ , 加权平均年龄具 95% 的置信度(图 4), 年龄数据采用精度较高的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄, 对样品进行一致曲线图解分析(图 5)。

样品 D8101TM 成功地测定了 23 颗锆石, 其中岩浆型锆石 22 颗, 具继承型特征的锆石 1 颗。岩浆型锆石的 Pb/U 比值变化于 0.18659~0.37535, Pb/Th U 比值变化于 0.00678~0.01008; 继承型锆石的 Pb/U 比值为 1.76803, Pb/Th U 比值为 0.05249。在 U-Pb 谐和图上, 岩浆型锆石的测定点位于谐和线上或稍偏谐和线的右侧(图 5), 反映它们是同成因、同世代结晶的锆石, 它们的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄变化于 183~193 Ma, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄的加权平均年龄为 $(191\pm 1)\text{Ma}$ 。从四姑娘山花岗岩体锆石的背散射电子图像来看, 它们都是具有岩浆成因的生长环带, 极个别有核; 年龄测定结果显示, 核部年龄往往较老, 但仍为同一岩浆阶段的产物, 没有见到次生加大, 说明没有因为后期热液作用而再生长。因此所获得的 $(191\pm 1)\text{Ma}$ 年龄可以解释为黑云母花岗闪长岩的岩浆结晶年龄。

表现继承性锆石特征的是 D8101.11 号样品, 其结果偏离谐和线较大(图 5), 锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 的年龄为 1063 Ma, 对应的 $^{206}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 分析值明显偏高, 达 0.05249, 实验检查结果为激光微区处于锆石核部, 可能受早期锆石 U、Pb 同位素污染, 使其 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 年龄值明显偏老, 反映岩浆源区中可能含有极少量的元古宙的地壳组分。赵永久等^[5, 6]在老君沟和孟通沟两岩体中也发现有此现象, 胡健民等^[2]在毛尔盖岩体、松林口岩体、嘎梧岭岩体、雅江岩体、四姑娘山岩体也发现了其中元古宙碎屑锆石核的存在。这可

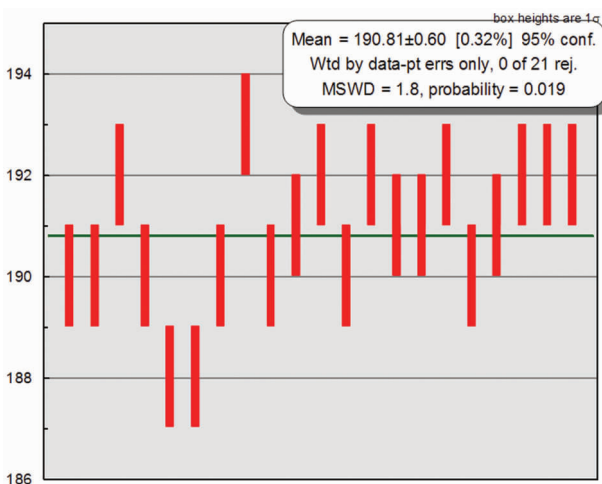


图 4 锆石 U-Pb 加权平均年龄

Fig.4 U-Pb zircons weighted average age

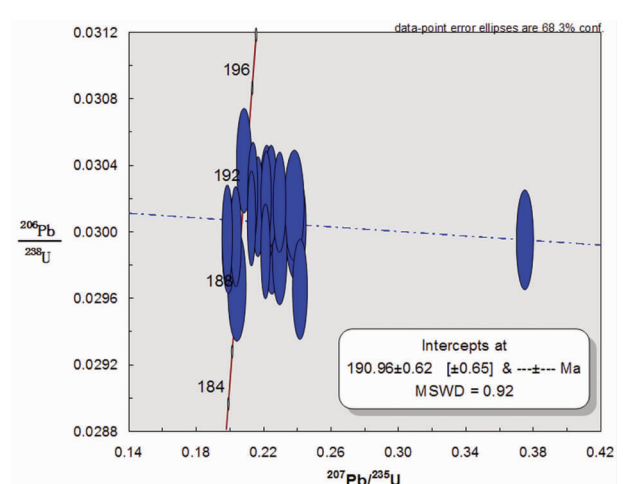


图 5 锆石 U-Pb 年龄谐和图

Fig.5 U-Pb concordia diagram of zircons

表 2 四姑娘山花岗岩锆石 U-Pb 同位素定年数据
Table 2 U-Pb data for zircons from the FGMG

样品名称	$^{207}\text{Pb}/^{209}\text{Pb}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{209}\text{Pb}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	1 σ
D8101.01	0.0545	0.00094	0.22484	0.00343	0.02994	0.00021	0.00889	0.00007	392	22	206	3	190	1	179	1
D8101.02	0.047	0.00063	0.18659	0.0021	0.02881	0.00019	0.00805	0.00005	49	15	174	2	183	1	162	1
D8101.03	0.09095	0.00106	0.37535	0.00335	0.02995	0.0002	0.00865	0.00006	1446	8	324	2	190	1	174	1
D8101.04	0.05385	0.00075	0.22413	0.00263	0.03021	0.0002	0.00884	0.00006	365	15	205	2	192	1	178	1
D8101.05	0.04796	0.0006	0.19813	0.00198	0.02998	0.0002	0.00947	0.00006	97	12	184	2	190	1	191	1
D8101.06	0.05908	0.00086	0.24147	0.00299	0.02965	0.0002	0.00991	0.00009	570	16	220	2	188	1	199	2
D8101.07	0.04984	0.00097	0.2038	0.00359	0.02967	0.00022	0.00873	0.00009	188	27	188	3	188	1	176	2
D8101.08	0.04816	0.0007	0.19869	0.00244	0.02993	0.0002	0.00915	0.00006	107	17	184	2	190	1	184	1
D8101.09	0.04963	0.00081	0.20818	0.00297	0.03043	0.00021	0.00909	0.0001	178	21	192	2	193	1	183	2
D8101.10	0.04918	0.00064	0.20321	0.00214	0.02997	0.0002	0.00816	0.00009	156	13	188	2	190	1	164	2
D8101.11	0.07157	0.00158	1.76803	0.03577	0.17919	0.00153	0.05249	0.0009	974	27	1034	13	1063	8	1034	17
D8101.12	0.05205	0.00069	0.21634	0.00229	0.03015	0.0002	0.00933	0.00007	288	13	199	2	191	1	188	1
D8101.13	0.05385	0.00074	0.22437	0.00249	0.03022	0.0002	0.00848	0.00006	365	14	206	2	192	1	171	1
D8101.14	0.05569	0.00084	0.22929	0.00292	0.02986	0.0002	0.00795	0.00006	440	17	210	2	190	1	160	1
D8101.15	0.05116	0.00063	0.21332	0.00201	0.03024	0.0002	0.00841	0.00006	248	11	196	2	192	1	169	1
D8101.16	0.0577	0.00108	0.23899	0.00398	0.03004	0.00022	0.01008	0.00009	518	24	218	3	191	1	203	2
D8101.17	0.05125	0.00057	0.2126	0.00165	0.03008	0.00019	0.00927	0.00006	252	8	196	1	191	1	187	1
D8101.18	0.05315	0.00079	0.22151	0.00273	0.03022	0.0002	0.00942	0.00009	335	16	203	2	192	1	190	2
D8101.19	0.05361	0.00061	0.22095	0.0018	0.02988	0.00019	0.00678	0.00005	355	9	203	1	190	1	137	1
D8101.20	0.05339	0.00083	0.22182	0.00288	0.03012	0.0002	0.00861	0.00007	345	18	203	2	191	1	173	1
D8101.21	0.05309	0.00065	0.22117	0.00202	0.0302	0.00019	0.00881	0.00005	333	10	203	2	192	1	177	1
D8101.22	0.05506	0.00077	0.22925	0.00254	0.03018	0.0002	0.00911	0.00006	415	13	210	2	192	1	183	1
D8101.23	0.05719	0.00106	0.23795	0.00387	0.03016	0.00022	0.00853	0.00007	499	23	217	3	192	1	172	1

注:由西北大学(西安)大陆动力学国家重点实验室(2007年)测试。

能指示了松潘甘孜地体下部存在陆壳基底,岩浆在上升过程中不仅携带古老基底的残留碎屑锆石,而且可捕获上覆不同地层中的碎屑锆石。

2.3 侵位时代

1984年,1:20万小金幅区调用K-Ar法获得了四姑娘山花岗岩137.7~195Ma的同位素年龄^①,但因其测量对象的黑云母有蚀变,导致年龄值明显偏低。Roger et al(2004)测得四姑娘山岩体的锆石U-Pb年龄为(195±6)Ma,磷灰石U-Pb年龄为(181±4)Ma^[1]。Hu Jian-min et al(2005)对四姑娘山岩体的锆石进行了SHRIMP法U-Pb定年,共获得的14个数据点,其中10个数据获得(185±3)Ma的²⁰⁶Pb/²³⁸U加权平均年龄,MSWD=0.63^[2]。此外,还有1个数据点的年龄为(204±7)Ma,其他3个点2粒为碎屑状锆石,一个为锆石核部浑圆状碎屑部分的年龄,分别是(467±12)Ma、(463±12)Ma和(280±8)Ma。Th/U=0.04~1.47。对此,Hu Jianmin et al(2005)解释为松潘甘孜地体深部存在陆壳基底和上覆古生代沉积盖层,晚三叠世由于地壳增厚与深部地幔岩浆加入,在松潘甘孜地体大型滑脱面附近发生同变形的部分熔融,而且也在深部出现深熔作用,深部岩浆在形成和上升过程中不仅携带古老基底的残留碎屑锆石,而且可捕获了包括三叠系在内的上覆不同地层中的碎屑锆石^[2]。

可见前人诸多方法获得的四姑娘山岩体年龄值范围为181~195Ma,并集中于190Ma左右。陈能松等(2006)研究认为,普通铅含量越低[即N(²⁰⁶Pb)值越高],数据愈谐和,年龄结果愈可靠^[10]。本论文获得的年龄值范围为183~193Ma,平均年龄为(191±1)Ma,N(²⁰⁷Pb)/N(²⁰⁶Pb)值较低,可见本论文的锆石激光探针年龄与前人数据吻合,年龄数据可靠,测试效果较好。

野外观察表明,四姑娘山岩体明显切穿已经褶皱的上三叠统围岩的构造线,北侧侵位于牛心沟岩体和上三叠统变质砂板岩中,南侧侵位于泥盆系至二叠系变质沉积岩中,形成数十米宽的接触变质带,由此表明四姑娘山岩体的侵位年龄应不早于晚三叠世,并晚于牛心沟岩体的形成时间,因此其侵位是在三叠系褶皱变形之后发生的,即其侵位应晚于印支期的主要造山阶段。并且四姑娘山花岗岩体在北部

鹿茸冲塘见有黑云花岗岩侵入于牛心沟正长岩岩体中,呈超动侵入接触关系;在理县毕棚沟四姑娘山花岗岩体边缘见有印支期云闪正长岩俘虏体。而赵永久(2007)对牛心沟岩体进行了LA-ICP-MS锆石定年,给出了(234±3)Ma的年龄值^[6]。因此,本论文的年龄测定值符合四姑娘山花岗岩体内外接触关系的野外调查结果。

因此,四姑娘山花岗岩体的岩浆结晶年龄为燕山初期确凿无疑,并以本论文所测的190Ma居中,1984年1:20万小金幅区调、Roger et al(2004)、Hu Jian-min et al(2005)及本次的四姑娘山岩体的4次同位素测年数据加权平均年龄值为189.2Ma。

从松潘甘孜地体24个大小不等的花岗岩的同位素测年结果看(表1),各岩体的年龄值均位于印支晚期至燕山早期,多数年龄值在200~210Ma,应属于印支晚期;并且过去1:20万区域地质调查工作中广泛应用K-Ar法测年手段明显偏低,最大误差近百万年,其数据仅供无其他资料时参考。而锆石U-Pb、SHRIMP、LA-ICP-MS、Rb-Sr等手段的年龄值误差很小,特别是锆石激光探针U-Pb法的精度很高。并且有意思的是,它们的年龄表现出北东向的带状集中趋同性(详见下面构造岩浆带部分)。

3 与汶川地震的关系

3.1 构造岩浆带的初步厘定

在青藏高原东缘的松潘—甘孜地体,分布着数百个大大小小的花岗岩体,其中具一定规模的岩体在图1和表1中已列述。长期以来,人们将它们划分为“金川—理县构造岩浆岩带”,这个“金川—理县构造岩浆岩带”是一个呈北西走向的构造岩浆带,过去认为其发生、发展主要受北西向的鲜水河断裂带的控制。但是,已有的地质资料均显示北西向的鲜水河断裂带是喜山期才开始发生的,鲜水河断裂带在印支期、燕山期尚未开始活动,而前面大量同位素测年资料表明这些岩体侵位年代是印支晚期—燕山早期;且这些岩体沿北西方向的侵位时间差别巨大(表1),而沿北东向则有较好的相近性。显然过去的构造岩浆带划分存在问题,也与区域上的大地构造单元划分和深部构造背景不吻合。

现在看来,“金川—理县构造岩浆岩带”应修改

①四川省地矿局区域地质调查队,1:20万小金幅区调报告(地质),1984。

为“道孚—黑水构造岩浆带”。“道孚—黑水构造岩浆带”包括了族郎—孟通沟复式岩体、关门峡岩体、刷马路口岩体、撒阳沟岩体、峨特山岩体、独松岩体、彭家沟岩体、葫芦海子岩体、二毛山岩体、关门峡岩体、万里城岩体、马来如复式岩体、四姑娘山复式岩体、老君沟复式岩体、夹石沟岩体、木苏岩体、空卡梁子岩体、羊拱海复式岩体、毛尔盖岩体、松林口岩体、嘎梧岭岩体、雅江岩体等(图 1),四姑娘山岩体是这个构造岩浆带中较为典型的一个岩体。从物质组分上看,前人对这些岩体所作的大量地球化学分析结果也表明,它们属亚碱性系列,为弱过铝质—准过铝质($1.0 < A/NCK < 1.1$), $A/NK > 1.0$, 属 I 型花岗岩^[11-12], P_2O_5 与 SiO_2 的反相关关系也显示为 I 型花岗岩^[13]。

从侵位时间上看,如果撇开不够准确的 K-Ar 法测年数据不管,这些岩体主要形成于燕山期,少量在印支期,由东南向北西方向可以较好地分为 3 个亚带:第一亚带最靠近扬子地台,由孟通沟岩体、老君沟岩体、松林口岩体、牛心沟岩体、四姑娘山岩体组成,其年龄段分为两组,较老的一组主要由老君沟岩体、松林口岩体、牛心沟岩体组成,平均年龄为 232 Ma,变化范围 203.6~238 Ma;较新的一组主要由孟通沟岩体、老君沟岩体、四姑娘山岩体组成,平均年龄为 180 Ma,变化范围 151.9~196 Ma;第二亚带由太阳河岩体、可尔因岩体、羊拱海岩体、族郎岩体、陡日山岩体、玛孜措岩体、登青沟岩体、七格科岩体、马奈—猛古岩体、独松岩体、万里城岩体、二毛山岩体、葫芦海子、嘎伍岭岩体组成,平均年龄为 208 Ma,变化范围 198.6~211 Ma;第三亚带由年保玉则岩体、小石头山岩体、日穷打则岩体、西拉卡岩体、色俄岗岩体组成,平均年龄为 219 Ma,变化范围 203~240 Ma。

四姑娘山西部、西北部、北部的这个花岗岩带尽管单个岩体或侵入体长轴呈北西走向,四姑娘山岩体的正长岩侵入体和二长岩侵入体的长石和暗色矿物均呈北西向定向排列;而黑云母花岗岩中不仅具有泥盆—石炭系、三叠系围岩俘虏体,且岩石中流面构造发育,沿流面方向矿物也具定向排列。但这些岩体分布于道孚—金川—黑水一线,其排列方向呈北东走向,与其他造山带构造岩浆岩带的单个岩体与岩浆岩带的排列方向一致是不同的,岩体也没有出现明显变形。造成这种现象的原因必然与扬子地块楔入松潘甘孜地块的中下地壳有关,即在扬子地块楔入松潘甘孜地块之时,在松潘甘孜地块形成北东

向的构造岩浆带,同时期由于又发生双向收缩导致松潘甘孜地块北东—南西向缩短^[14],从而形成了单个岩体长轴呈北西向的北东向的构造岩浆带。只是由于扬子地块是楔入松潘甘孜地体内部而不是俯冲,因此这种构造岩浆带不具有象义敦岛弧那样典型的火山岩、侵入岩的火山岩浆弧组合。上述的 3 个亚带均呈北东向,与扬子地块和松潘甘孜地体的北东向楔入碰撞面一致,主体应受扬子地块对松潘甘孜地体深部楔入作用所控制,北西向的鲜水河断裂的影响仅仅是次要因素。胡健民等也认为松潘甘孜地体在早中生代是至少发生过两次侵位,早期侵位发生在 $(219 \pm 8) \text{ Ma} \sim (204 \pm 7) \text{ Ma}$, 晚期侵位发生在 $(199 \pm 3) \text{ Ma} \sim (185 \pm 3) \text{ Ma}$ ^[2]。由此看来,“金川—理县构造岩浆岩带”的第一亚带较老的一组与第三亚带可能是配套的,第一亚带较晚一组与第二亚带可能是配套的,它们代表了扬子地块对松潘甘孜地体的两次较强的楔入作用。

3.2 岩浆成因分析

青藏高原的巨厚地壳是由于构造增厚及岩浆作用增厚两种机制形成的^[15]。松潘甘孜地块晚三叠世发生强烈褶皱与大規模花岗岩浆活动在时间上的重叠或在非常短的时间内相继发生的事实指示,花岗岩浆的形成不可能单独由地壳增厚引起的部分熔融而产生,因为由地壳增厚而导致的部分熔融一般要滞后 20~30 Ma。因此晚三叠世岩浆的形成除了与地壳增厚因素有关外,应该还有其他热源的参与。Molnar and England(1990)指出大型推覆断层活动可产生大量的热,从而导致断层附近温度明显增高和部分熔融的发生^[16]。

赵永久等认为松潘甘孜地块老君沟和孟通沟两岩体具有类似的主微量元素特征和下地壳特征的 Nd-Sr 同位素组成,可能来自于黑云母的脱水熔融温度较高所致,地幔岩浆的底侵作用可能是导致下地壳物质部分熔融的主要原因,并排除了直接来自地幔岩浆的可能性^[3]。赵永久等(2007)又对四姑娘山岩体的锆石进行了 Hf 同位素测定,并依据胡健民等获得的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄 ($(184.8 \pm 3.3) \text{ Ma}$) 对岩体进行初始同位素组成和模式年龄计算, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t) = 0.31 \sim 3.99$, 变化范围不大且均为正值,其模式年龄 ($t_{\text{DM}} = 677 \sim 830 \text{ Ma}$) 相对年轻,显示有幔源物质或初生地壳物质加入,可能是导致地壳发生部分熔融的热源之一^[5-6]。微量元素分析结果表明,四

姑娘山花岗岩体的 Ba 多数在 800×10^{-6} 左右, 最高达 1670×10^{-6} ; Sr 多数在 $900 \times 10^{-6} \sim 1200 \times 10^{-6}$, 最高达 1950×10^{-6} , Tarney et al. 提出, 高 Ba-Sr 花岗质岩通常与幔源物质或新生的中下地壳有关^[17]。

大量地震剖面 and 大地电磁剖面测深显示在松潘甘孜地体下部存在多个低速层。在扬子地块向松潘甘孜地体强烈楔入的强大力量下, 在这些低速层的上部地层发生强烈紧闭褶皱和上地壳增厚, 同时也导致断层滑脱作用, 滑脱断层附近温度升高促使中地壳产生熔融, 形成同构造变形的花岗岩浆。

3.3 深部构造及与汶川地震的关系讨论

四姑娘山地区处于中国南北向地球重力场陡变带的中段, 同时也是北东向龙门山重力异常带最快速变化的地段, 且重力异常线在该处发生明显的扭曲。布格重力异常数据资料表明其异常值急剧变化, 东西两侧的重力异常形态迥然不同。其地壳厚度在东部的上扬子地块西缘成都龙泉驿深约 38 km、成都均为 42 km、龙门山前彭州及都江堰一带为 50 km;

跨过龙门山中央断裂到耿达、卧龙一带地壳厚度突增到 60 km, 向西到四姑娘山、小金一带可达 62~64 km, 这也是松潘—甘孜地体的地壳最厚区域, 至丹巴一带浅小到 60~62 km。

均衡重力异常: 王谦身等 (2008) 根据艾里 (Airy) 大陆均衡理论确定出的四姑娘山地区理论均衡地壳厚度 D 值与莫霍界面 (Moho) 深度 (地壳厚度) M 的差值 $I(I=D-M)$ 显示出四姑娘山地区存在极明显的高值区, 是松潘甘孜地体范围的 I 值最大地域, 达到 9~11 km (图 6)^[18]。

布格重力垂直变化: 侯遵泽等^[19]利用小波分析方法将川滇地区的布格重力异常分离为局部异常和区域异常, 从而得到地壳上地幔不同深度的密度扰动分布图像^[20]。局部重力异常由中上地壳密度不均匀性引起, 而区域异常则由地壳下部和上地幔顶部的密度变化所引起。依据同样的方法和步骤, 得到了在四姑娘山及其附近地区的视密度分布, 在中上地壳 (称为浅部) 松潘—甘孜地块的密度较低, 并出现

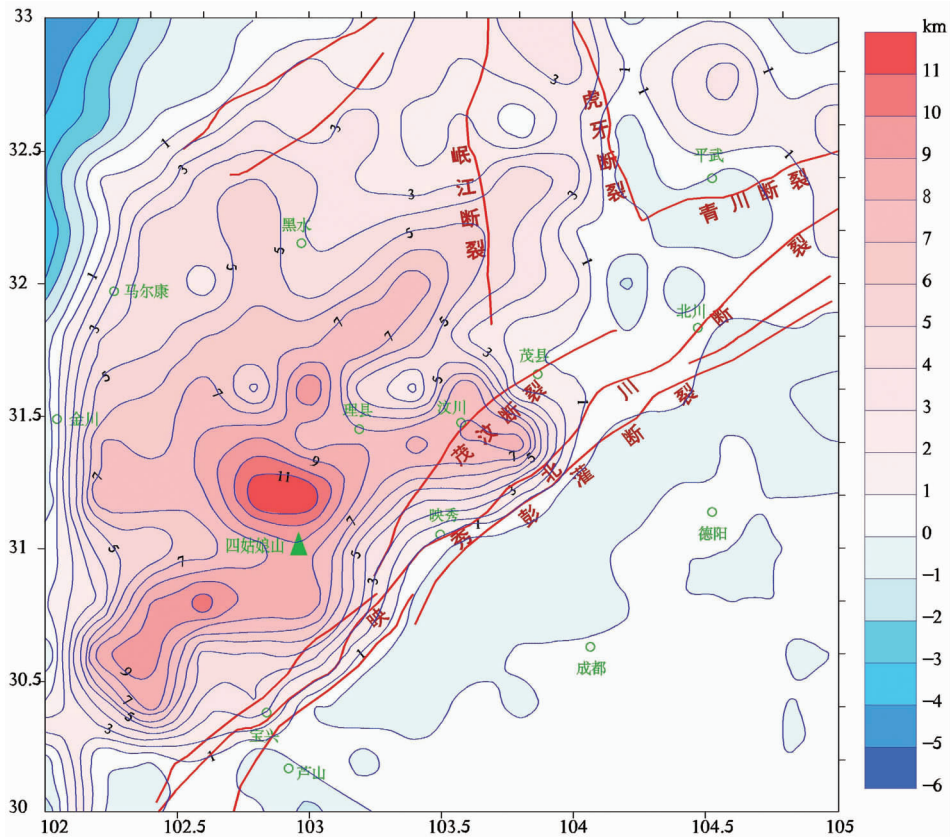


图 6 四姑娘山地区地壳厚度的均衡程度差值 $I(I=D-M)$ 分布 (据王谦身等^[18], 2008)

Fig.6 Distribution of the differences of isostatic degrees of crustal thickness $I(I = D - M)$ (after Wang Qianshen et al., 2008)

多个呈北东向排列的负异常中心(图 7-a),它们地表花岗岩的出露位置有较好的对应;在地壳下部和上地幔顶部(称为深部),松潘—甘孜块体依然是低密度区(密度扰动: -0.05 Mg/m^3),但多个负异常中心的现象基本消失,并集中于四姑娘山一带呈一个巨大的椭球形以北东走向展布(图 7-b)。表明了松潘甘孜地块北东向构造岩浆带的深部特征和四姑娘山地区“山根”的存在。

此外,四姑娘山地区的地震 P 波和航磁也表现出具有北东向带状下延的深部特征^[21-22]。吴建平^等^[21]利用云南和四川省地震台网 174 个台站在 1982 年到 1999 年的地震走时观测资料和川滇甘陕 239 个地震台站对汶川地震余震观察的 P 波震相到时数据 128576 个,制作了松潘甘孜地块 60 km 深度内的 P 波三维速度结构,结果表明地表地质与 0~30 km 深度的 P 波异常具有很好的对应性,四姑娘山岩体的对应性一直到 50 km 都与 P 波异常对应^[21]。在四川省航磁异常图上,沿松潘甘孜地块的四姑娘山—理县—黑水—较场—松潘、平武等出现带状的负异常,并在四姑娘山、理县东、黑水、较场、平武等地出现多个负异常中心,其中四姑娘山为最大,达 -240 nT ,其余只有 -100 nT 左右^[23],且这些异常中心区也与地表花岗岩体位置有较好的对应性。丁燕云^等^[24]也

认为前述异常带存在重力场和航磁异常带,并将其解释为可能存在规模比龙门山断裂带还大的隐伏深大断裂。大地电磁测深电性特征显示,汶川地震主震区内存在 4 个高阻块体^[24]。

因此可以认为四姑娘山花岗岩具有较深的“山根”,四姑娘山地区地壳最厚的表现就是因为四姑娘山花岗岩有着巨大的“山根”,2008 年 5 月 12 日的汶川 8.0 地震的震中位于此“山根”东缘。汶川大地震发生时,主破裂沿龙门山中央主断裂带从震源向北东方向扩展,震源区域长期积累的应变能最终以大地震的方式在 1~2 min 瞬间内得以释放,造成极大破坏与极为严重的地震灾害^[25]。但是这种破裂却未能以震源为中心,同时向中央断裂的西南方向扩展,即未能越过四姑娘山巨型花岗岩基“山根”的地域,四姑娘山的巨大花岗岩基“山根”无疑起着重要的阻碍作用。由于此“山根”的巨大阻挡作用,导致在青藏高原腹地汶川地震主震的人体宏观感觉很不明显,而其东部则传递了数千千米到上海、北京、曼谷等地都有明显的感觉;并且由于此“山根”在深部可能与一些古老杂岩相连,从而也阻挡了汶川地震的数万次余震未能向宝兴、泸定方向发展;同时也说明原来四川省地质图上所表示的龙门山中央断裂带(汶川地震的主震断裂)的南西段宝兴—泸定断裂、

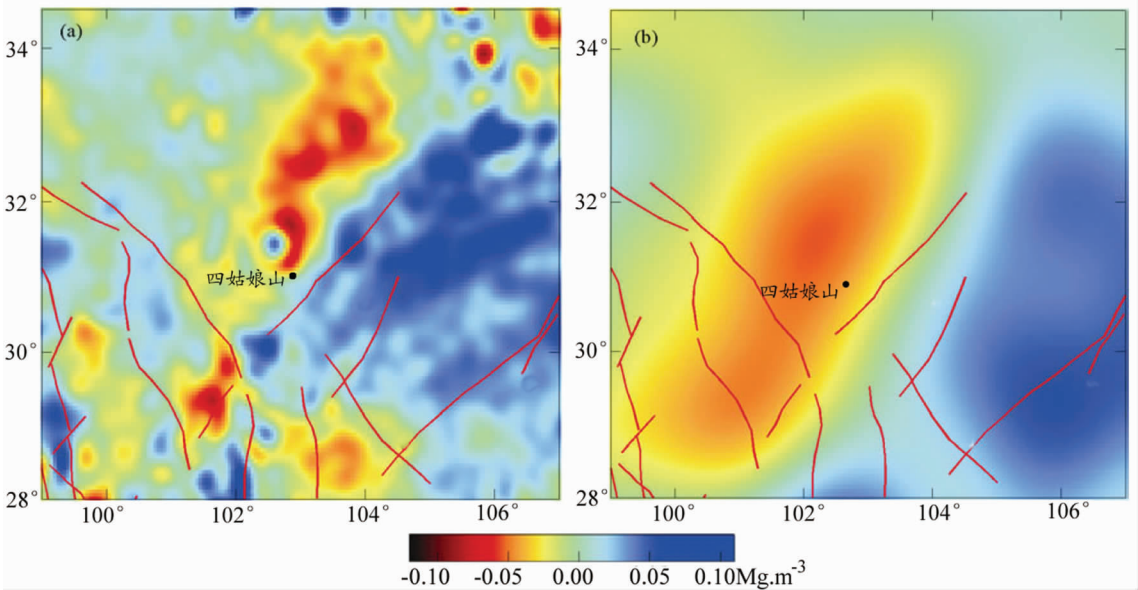


图 7 浅部和深部平均密度扰动分布图(据楼海^等^[20],2008)

a—中上地壳密度变化;b—下地壳和上地幔顶部密度变化

Fig.7 Distribution of average disturbance densities of shallow and deep gravity (after Lou Hai et al., 2008)

a—Density change in middle and upper crust;b—Density change in lower crust and top of upper mantle

盐井—五龙断裂与中段和北东段的映秀—北川断裂、北川—南坝断裂等并非直接相连的。不能说四姑娘山花岗岩的这些“山根”是引起汶川地震的原因,但可以认为它们对汶川地震的地震波向北西方向的传递和大量余震向北西方向、向龙门山断裂带西向方向的扩展起到一定程度的限制作用。

四姑娘山花岗岩同位素测年的构造意义首先就在于四姑娘山花岗岩基对深大断裂进一步发展的这种阻挠作用从燕山早期就开始了,龙门山断裂带、鲜水河断裂带等深大断裂的发生时间并不是过去长期以来认识的是在新近纪高原隆升后才开始的,当然对深大断裂扩展的这种阻挡作用并不仅仅是四姑娘山一个花岗岩基所完成的,还包括了从道孚—金川—小金—理县—黑水等大量出露的一系列燕山期花岗岩体(图 1)。其次也同时表明了扬子地块向松潘甘孜地体深部楔入应该是在燕山早期,由于这种楔入主要发生在松潘甘孜地体的地壳低速层中,从而形成了从道孚—金川—小金—理县—黑水等地大量出露的单个岩体长轴呈北西向、岩体组合呈北东向排列的一系列燕山期花岗岩。

4 结 论

(1)四姑娘山花岗岩侵位于燕山早期确凿无疑,其平均年龄以 190 Ma 最为可靠。其锆石普遍具有岩浆锆石的特征,偶尔可出现少量元古宙的继承性锆石。

(2)松潘甘孜地体的花岗岩主要形成于印支晚期至燕山初期,其主体是扬子地块向松潘甘孜地体内楔入导致中下地壳低速层发生部分熔融,从而导致了北东向的“道孚—黑水构造岩浆带”的一系列花岗岩浆侵位活动,这种岩浆侵位活动主要集中于两次,第一次的大致时间为 220~230 Ma,第二次的大致时间为 180~200 Ma。它们代表了扬子地块对松潘甘孜地体的两次较强的楔入作用。如果将松潘甘孜地体的构造岩浆带划分为北西向(如金川—理县构造岩浆岩带)显然与区域地质背景不吻合。

(3)地震波、大地电磁、重力、航磁等多手段的地球物理勘查成果均显示四姑娘山地区的花岗岩基是有巨大“山根”的,松潘甘孜地块上的这些“山根”也呈北东走向,与区域构造岩浆带的走向一致。以四姑娘山为代表的松潘甘孜地块上巨大的花岗岩基“山根”可能阻碍了汶川地震的地震波向西北方向的青

藏高原腹地传播,并影响了龙门山深大断裂的发展(汶川县映秀镇牛眠沟为汶川地震震中,但同震断裂仅向龙门山断裂的北东方向快速扩展而未向西南方向发展),很可能对限制汶川地震的大量余震向西南方向的进一步发展起着重要的控制作用。四姑娘山花岗岩同位素测年的构造意义就在于四姑娘山花岗岩基对深大断裂进一步扩张的阻挠作用从燕山早期就开始了,当然对深大断裂扩的阻挡作用并不仅仅是四姑娘山一个花岗岩基所完成的。

致谢:野外调查与综合研究过程中得到 1:25 万炉霍县幅马尔康县幅区调项目全体人员和四川省地质调查院、四川省地矿局区域地质调查队有关领导的支持,在此一并致谢!

参考文献(References):

- [1] Roger F, Malavieille J, Leloup Ph H, et al. Timing of granite emplacement and cooling in the Songpan—Garzê Fold Belt (eastern Tibetan Plateau) with tectonic implications[J]. *Asian Earth Sci*, 2004, 22(5): 465—481.
- [2] Hu Jianmin, Meng Qinten, Shi Yuruo, et al. SHRIMP U—Pb dating of zircons from granitoid bodies in the Songpan—Ganzi terrane and its implications[J]. *Acta Petrol Sinica*, 2005, 21(3): 867—880(in Chinese with English abstract).
- [3] 袁海华, 张志兰, 张平. 龙门山老君沟花岗岩体的隆升及冷却史[J]. *成都地质学院学报*, 1991, 18(1): 17—22.
Yuan Haihua, Zhang Zhilan, Zhang Ping. The uplifting and cooling histories of Laojunggou granite in the western margin of the central section mountain[J]. *Journal of Chengdu College of Geology*, 1991, 18(1): 17—22(in Chinese with English abstract).
- [4] 王全伟, 王康明, 戴宗明. 川西花岗岩及其成矿系列[M]. 北京:地质出版社, 2008, 156—237.
Wang Quanwei, Wang Kangming, Dai Zongming, et al. *Granites and its Metallogenic Series in Western Sichuan, China* [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2008: 156—237(in Chinese).
- [5] 赵永久, 袁超, 周美夫. 川西老君沟和孟通沟花岗岩的地球化学特征、成因机制及对松潘—甘孜地体基底性质的制约[J]. *岩石学报*, 2007, 23(5): 995—1006.
Zhao Yongjiu, Yuan Chao, Zhou Meifu, et al. Geochemistry and petrogenesis of Laojunggou and Mengtonggou granites in western Sichuan, China: constraints on the nature of Songpan—Ganzi basement [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2007, 23 (5): 995—1006(in Chinese with English abstract).
- [6] 赵永久, 袁超, 周美夫. 松潘甘孜造山带早侏罗世的后造山伸展: 来自川西牛心沟和四姑娘山岩体的地球化学制约 [J]. *地球化学*, 2007, 36(2): 139—152.
Zhao Yongjiu, Yuan Chao, Zhou Meifu, et al. Post-orogenic extension of Songpan—Garze orogen in Early Jurassic: Constraints

- from Niuxingou monzodiorite and Siguniangshan A-type granite of western Sichuan, China[J]. *Geochimica*, 2007, 36(2):139-152.
- [7] Honglin Yuan, Shan Gao, Xiaoming Liu, et al. Accurate U-Pb Age and Trace Element Determinations of Zircon by Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry[J]. *Geoanalytical and Geostandard Research*, 2004, 28(3):353-370.
- [8] Andersen T, Griffin W L, Pearson N J. Crustal Evolution in the SW Part of the Baltic Shield: The Hf Isotope Evidence [J]. *Journal of Petrology*, 2002, 43(9):1725-1747.
- [9] Ludwig K. *Isoplot/Ex 2.49. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel* [CP/DK]. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA, USA, 2001. Special Publication No.1a.
- [10] 陈能松, 王方正. 北京西山周口店关坻杂岩蒸发法锆石 Pb-Pb 年龄: 太古宙成因和克拉通化事件证据[J]. *地质科技情报*, 2006, 25(3):41-44.
Chen Nengsong, Wang Fangzheng. Single-grain evaporation zircon Zhoukoudian area, western hills Pb-Pb ages of Guandi Complex, of Beijing: Archaean genesis and cratonization events of the north China Craton [J]. *Geological Science and Technology Information*, 2006, 25(3):41-44(in Chinese).
- [11] Chappell B W, White A J R. I- and S-type granites in the Lachlan fold belt, Transactions of the Royal Society of Edinburgh [J]. *Earth Sciences*, 1992, 83:1-26.
- [12] Chappell B. W. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites [J]. *Lithos*, 1999, 46:535-551.
- [13] Wu Fuyuan, Bor-ming Jahn, Simon Wilde, et al. Phanerozoic crustal growth: U-Pb and Sr-Nd isotopic evidence from the granites in northeastern China [J]. *Tectonophysics*, 2000, 328:89-113.
- [14] 许志琴, 侯立玮, 王宗秀. 中国松潘-甘孜造山带的造山过程 [M]. 北京:地质出版社, 1992, 7-17.
Xu Zhiqin, Hou Liwei, Wang Zongxiu, et al. *Orogenic Processes of the Songpan-Garze Orogenic Belt of China* [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1992:7-17(in Chinese).
- [15] 莫宣学. 青藏高原地质研究的回顾与展望 [J]. *中国地质*, 2010, 37(4):841-853.
Mo Xuanxue. A review and prospect of geological researches on the Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Geology in China*, 2010, 37(4):841-853(in Chinese).
- [16] Molnar P, England P. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg [J]. *Nature*, 1990, 346:29-34.
- [17] Tarney J, Jones C E. Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models [J]. *J. Geol. Soc. London*, 1994, 151(5):855-868.
- [18] 王谦身, 滕吉文, 张永谦, 等. 龙门山断裂系及邻区地壳重力均衡效应与汶川地震[J]. *地球物理学进展*, 2008, 23(6):1664-1670.
Wang Qianshen, Teng Jiwen, Zhang Yongqian, et al. The effect of crustal gravity isostasy and Wenchuan earthquake in Longmenshan faults and adjacent area [J]. *Progress in Geophysics*, 2008, 23(6):1664-1670(in Chinese with English abstract).
- [19] 侯遵泽, 杨文采. 中国重力异常的小波变换和多尺度分析[J]. *地球物理学报*, 1997, 40:84-95
Hou Ziunze, Yang Wencai. Wavelet transform and multi-scale analysis on gravity anomalies of China [J]. *Acta Geophysica Sinica*, 1997, 40(1):84-95(in Chinese with English abstract).
- [20] 楼海, 王椿镛, 吕智勇, 等. 2008 年汶川 Ms8.0 级地震的深部构造环境—远震 P 波接收函数和布格重力异常的联合解释 [J]. *中国科学(D 辑)*, 2008, 38(10):1207-1220.
Lou Hai, Wang Chunyong, Lv Zhiyong, et al. Deep tectonic environment of the 2008 Wenchuan Ms8.0 Earthquake: The combined interpretation of the P receiver function of teleseismic and Bouguer gravity anomalies [J]. *Science in China(series D)*, 2008, 38(10):1207-1220(in Chinese).
- [21] 吴建平, 黄媛, 张天中, 等. 汶川 Ms 8.0 级地震余震分布及周区域 P 波三维速度结构研究 [J]. *地球物理学报*, 2009, 52(2):320-328.
Wu Jianping, Huang Yuan, Zhang Tianzhong, et al. Aftershock distribution of the Ms8.0 Wenchuan earthquake and three dimensional P-wave velocity structure in and around source region [J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2009, 52(2):320-328(in Chinese).
- [22] 杨华. 青藏高原地球物理特征分析 [J]. *物探与化探*, 1986(5):321-329.
Yanghua. Analysis of the Comprehensive Geophysical Characteristics of the Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Geophysical and Geochemical Exploration*, 1986, 10(5):321-329(in Chinese with English abstract).
- [23] 丁燕云, 李占奎. 武都-文县-理县一线地球物理场界线的发现及意义[J]. *中国地质*, 2009, 36(6):1251-1256.
Ding Yanyun, Li Zhankui. The discovery of the geophysical field boundary along Wudu-Wenxian-Lixian line and its significance [J]. *Geology in China*, 2009, 36(6):1251-1256(in Chinese with English abstract).
- [24] 蔡学林, 王绪本, 朱介寿, 等. 汶川 8.0 级特大地震震源断裂特征及其动力学分析[J]. *中国地质*, 2010, 37(4):952-966.
Cai Xuelin, Wang Xuben, Zhu Jieshou, et al. Characteristics and geodynamic analysis of the focal fault for the Great 8.0 Ms Wenchuan Earthquake[J]. *Geology in China*, 2010, 37(4):952-966(in Chinese with English abstract).
- [25] 徐纪人, 赵志新. 汶川 8.0 级大地震震源机制与构造运动特征[J]. *中国地质*, 2010, 37(4):967-977.
Xu Jiren, Zhao Zhixin. Causative mechanism and related tectonic movement of the 2008 Wenchuan M8 Earthquake [J]. *Geology in China*, 2010, 37(4):967-977(in Chinese with English abstract).

U–Pb dating of zircons from the Four–Girl Mountain Pluton in the Songpan–Garzê Terrane, and the relationship between the pluton and the Wenchuan Ms 8.0 Earthquake of 2008

DAI Zong–ming^{1,2}, SUN Chuan–min¹, ZHANG Kuan–zhong², LI Zhen–jiang²

(1. College of Earth Sciences, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China; 2. Regional Geological Survey Party, Bureau of Geology and Mineral Exploration of Sichuan Province, Chengdu 610213, Sichuan, China)

Abstract: The granitoid intrusions in the eastern part of the Songpan–Garzê terrane were mainly formed in Late Indo–Chinese–Early Yenshanian period, and the Four–Girl Mountain Granite (FGMG) is one of these intrusions. Zircons from FGMG commonly have characteristics of magma zircons. LA–ICP–MS zircon U–Pb dating of 23 zircon grains from biotite granodiorite of the FGMG yielded a weighted $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mean age of $(191\pm 1)\text{Ma}$ (Early Yenshanian), which is considered to be the magmatic crystallization age of FGMG. This age has great significance in understanding the initial formation time of the Longmenshan fault belt. The NW–trending Jingchuan–Lixian tectono–magmatic belt defined during the previous regional geological survey can't represent the product of the collision between the Yangtze massif and the Songpan–Garzê terrane, although the major axes and mineral directions of most single granitic masses assume parallel NW–trending arrangement in the Songpan–Garzê terrane. Therefore, the NE–trending Douhu–Jingchuan–Xiaojing–Heishui tectono–magmatic belt should be reasonably established. The Four–Girl Mountain Granite (FGMG) pluton is a representative granitic mass and represents the product of partial fusing in the low velocity layer existent in the middle–lower crust of the Songpan–Garzê terrane when the Yangtze massif was wedged into the Songpan–Garzê terrane along the Longmenshan structural belt. Deep geophysical exploration shows that the Four–Girl Mountain area has “roots of mountain”, which are made up of many great granitic plutons. These roots of mountain did not cause the Wenchuan Earthquake, but might have weakened the damage influence during the northwestward seismic wave propagation towards the Tibetan Plateau, and probably prevented the southwestward expansion of the Longmenshan fault belt when the Wenchuan Earthquake occurred. In other words, the probability of aftershocks that occurred along the southwest section of the Longmenshan fault belt was reduced by the roots of mountain.

Key words: Songpan–Garzê terrane; Longmenshan faults; Wenchuan Earthquake; granite; zircon; U–Pb dating

About the first author: DAI Zong–ming, male, born in 1966, senior engineer and doctor candidate, mainly engages in the study of regional geology, mineral exploration, and international trade of manganese ore; E–mail: zm_dai@yahoo.com.cn.