

青藏高原新生代地壳变形对同碰撞岩浆侵位的制约*

王二七^{1,2}

WANG ErQi^{1,2}

1. 中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029

2. 中国科学院青藏高原研究所, 北京 100085

1. The Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

2. Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100085, China

2005-12-01 收稿, 2006-02-15 改回.

Wang EQ. 2006. Cenozoic deformation of the Tibetan Plateau: Constraints on emplacement of syn-collisional magma. *Acta Petrologica Sinica*, 22(3): 558 - 566

Abstract Syn-collisional magmatism is an important form of Cenozoic tectonic activity of the Tibetan Plateau, resulted in a variety of magmatic rocks, some of which were originated from the upper mantle. They occurred within the different tectonic elements of the plateau, most of which are very small in size. As how they emplaced into the surface or sub-surface through such thick crust remains as a mystery. Based on deformation analysis of the crust of the plateau, most of Cenozoic intrusive and extrusive rocks are found occurred along the syncline that formed coevally. Such as those occurred along the Chuxiong basin, Lanping-Simao basin and Lao Junshan syncline within the southeastern margin of the plateau, and those occur along the Laguigangri syncline within the southern margin of the plateau, as well as those occur along the Xoh Hil and Qiantang blocks within the northern plateau. A mechanic model is adapted to illustrate the process of emplacement of the magma under control by stress field status of the crust. As it's shown, the lower part of the syncline undergoes tension, by which the magma intrude into the upper crust along extensional fractures, whereas the lower part of the anticline undergoes contraction, which proved the fact that the magma emplace upward into the upper crust. Therefore, the magma is not likely to be found along the anticline. This mechanic model gives a reasonable explanation for the occurrence of emplacement of some small-sized syn-collisional magma through thick crust into the surface or sub-surface.

Key words Tibetan Plateau, Syn-collisional magma, Emplacement, Syncline-anticline, Extension, Compression

摘要 同碰撞岩浆作用是青藏高原新生代构造-岩浆活动的一种重要形式,各种类型岩浆广泛分布于高原内不同的构造单元中,其中有的来自地幔,不过规模都不大,它们是如何穿过异常厚的地壳侵位到近地表或喷出地表,这还是个未解之谜。根据构造分析,这些岩浆岩均侵位于新生代向斜构造中,例如侵入于高原东南边缘的楚雄复向斜、兰坪-思茅复向斜和老君山向斜的碱性岩,侵入于高原南缘的北喜马拉雅拉轨岗日向斜的片麻状花岗岩以及喷出于高原北部巴颜喀拉和雁石坪复向斜的安山-玄武岩。文中通过一个力学模式,说明这些岩浆岩的侵位受控于地壳应力场特征,即:向斜构造的下部承受的是张应力,地壳发生减薄和张裂,下地壳或上地幔熔融物质以此为通道发生向上的侵位。不过,因向斜顶部地壳承受的是挤压应力,地壳发生挤压缩短,所以只有少量岩浆能侵位到近地表并发生变形。与此相反,背斜构造的下部地壳产生的是挤压应力,阻止了下伏地壳内岩浆的侵入。因此,岩浆的侵位一般不会沿背斜发生。这一力学机制解释了为什么青藏高原规模很小的同碰撞岩浆能穿过异常厚的地壳沿一系列向斜构造侵位到近地表或喷出地表的原因。

关键词 青藏高原; 同碰撞岩浆; 侵位; 向斜-背斜; 伸展; 挤压

中图分类号 P588.115

* 国家重点基础研究发展规划项目(批准号:2002CB412601)和国家自然科学基金项目(批准号:40272089)。

第一作者简介:王二七 男 55岁 研究员 大地构造专业, E-mail:erchie-wang@iggcas.ac.cn

1 引言

陆内变形是岩石圈板块演化的延续,但是要比后者的演化复杂得多,因为大陆地壳的密度小,大多不能参与板块的循环作用,所以其演化历史长,具高度的非均质性。以青藏高原-喜马拉雅造山带为例,这个南北宽约 1 000 km,东西长约 1 500 km,平均海拔近 5 000 m 的造山带的形成是印度和欧亚大陆新生代碰撞造成的。这个造山带内部由拉萨地块、

羌塘地块和巴颜喀拉地块组成,外部由喜马拉雅山、龙门山以及高原北缘山盆系组成,这些不同性质的构造单元沿不同时代的缝合带拼合在一起,其中拉萨地块与喜马拉雅山在新生代早期沿雅鲁藏布江缝合带拼合在一起;拉萨和羌塘地块在中生代中晚期沿班公湖-怒江缝合带拼合在一起;羌塘与巴颜喀拉山地块在三叠世沿金沙江缝合带拼合在一起;巴颜喀拉山地块和东昆仑构造带在晚古生代沿阿尼玛卿山缝合带拼合在一起(常承法,1992)(图 1)。

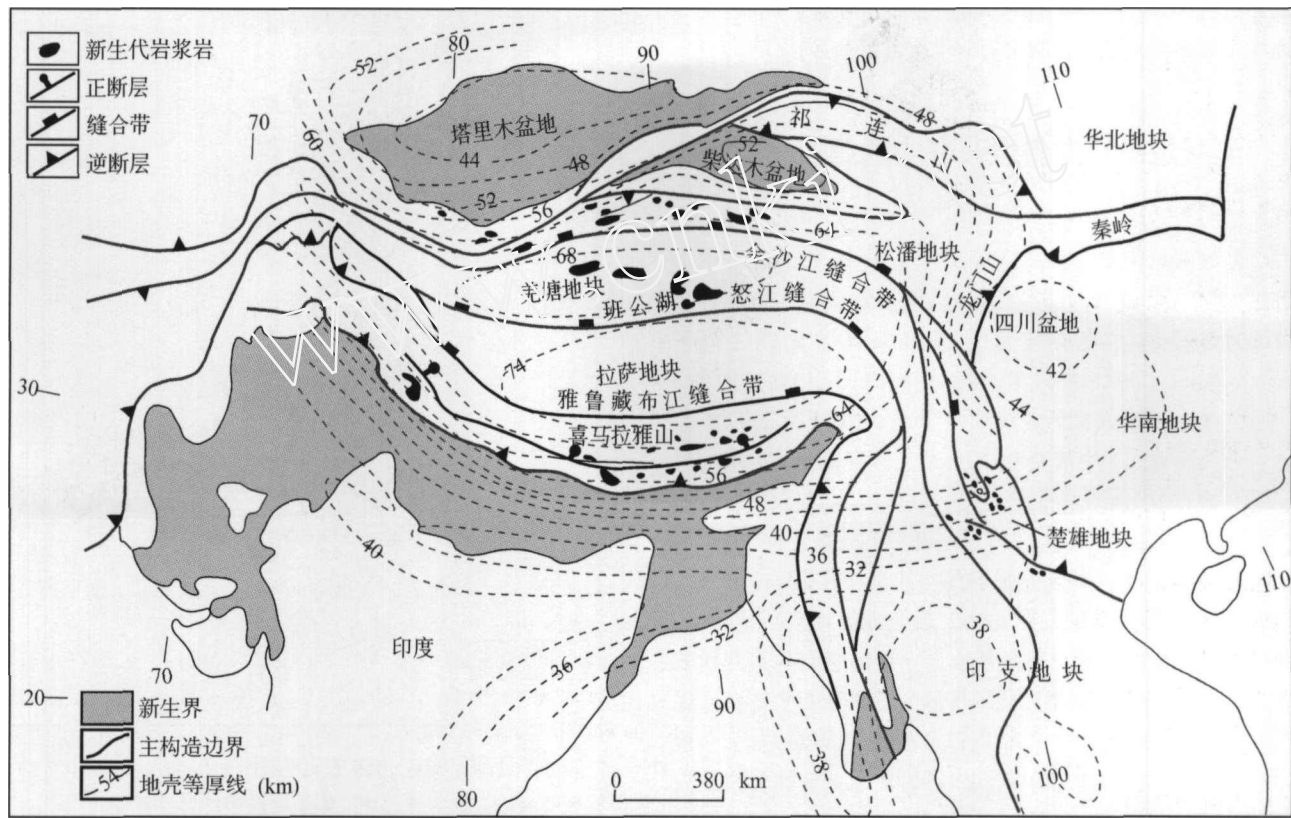


图 1 青藏高原及其邻近地区大地构造略图
地质资料来自常承法, 1992, 地壳厚度资料来自 Teng et al., 1981
Fig. 1 Tectonic schematic map of the Tibetan plateau and adjacent areas

青藏高原-喜马拉雅造山带的新生代演化产生了两类不同的岩浆岩,一类与板块的消减有关,例如沿冈底斯山分布的中、酸性岩浆岩,形成年代从 120Ma 到 30Ma (Schärer et al., 1984; Xu et al., 1985; 金成伟等, 1990)。另一类形成于碰撞过程中,称之为同碰撞岩浆岩,主要分布在高原的东南边缘,北部和南部(图 1)。对于印度与欧亚大陆的碰撞时间,不同的研究有不同的认识,有的认为发生在始新世(45 ± 5Ma) (Rowley, 1996),有的认为发生在白垩纪末-古近纪初(Searle et al., 1988),不过,按前一种观点,难以解释为什么雅鲁藏布江缝合带北侧的冈底斯岩浆弧在 30Ma 还在活动。古地磁资料揭示,白垩纪时印度板块还在赤道以南(Fowler, 1990),很难想象白垩纪以后其运动速率能如此之

大。对碰撞时间的争议,究其原因,还是人们对碰撞的定义存在不同理解,因此,冈底斯山 30Ma 的岩浆岩活动本身并不是问题,而是碰撞时间如何厘定的问题。基于此,文中所说的同碰撞岩浆岩是广义的。研究揭示,同碰撞岩浆作用成因很复杂,有的来源于地幔,有的与底侵作用有关(Turner et al., 1993);有的形成于地壳内,可能与下地壳内部的局部减压、壳内俯冲造成的深熔和流体的注入有关(Chung et al., 1998)。这类岩浆岩的岩石类型包括酸性、中性和碱性岩,有深成岩、浅成岩还有火山岩。尽管这类岩浆岩的规模一般都不大,但是分布很广,分布在高原的南部和北部以及东南边缘。我们在研究这些岩浆作用时注意到一个令人费解的问题,即:青藏高原具异常厚的地壳,局部超过 70km

(Teng *et al.*, 1981), 这些小岩体, 特别是那些含幔源物质的岩浆是如何穿过如此厚的地壳而到达地壳上部的? 众所周知, 火成岩研究包括岩浆成因和侵位机制这两个方面, 而长期以来针对青藏高原新生代火成岩的研究关注的几乎全部是成因问题, 而对岩浆的侵位机制涉及得较少。在槽台学说中, 岩浆的侵位被简单地与深大断裂的活动联系在一起。由于深大断裂一词含意不清, 逐渐与槽台学说一起被摒弃。不过, 到目前, 岩浆的侵位机制并没有因板块构造的兴起而得到解决, 尤其是成因复杂的陆内岩浆作用。我们在研究青藏高原同碰撞岩浆岩产出的构造背景时发现, 无论是何种类型的岩石, 它们均沿一些特定的构造分布。有鉴于此, 本文提出一个力学模式试图阐明它们的侵位机制。

2 滇西楚雄复向斜以及其中的第三纪碱性侵入岩

楚雄盆地位于青藏高原东南边缘, 夹持在红河-哀牢山和鲜水河-小江走滑断裂带之间, 后两者被认为在协调青藏高原东部新生代陆内变形过程中扮演了重要的角色 (Tapponnier *et al.*, 1986; Wang and Burchfiel, 1998) (图2)。

楚雄盆地构成扬子地块的西缘, 平均海拔为 2000m, 位于青藏高原地壳厚度陡变带之上, 地壳厚度大约为 50km, 其东、西、南、北均被断裂围限, 它们是绿汁江断裂、程海-金河断裂、红河-哀牢山断裂。尽管这些断裂的性质不同, 演化历史不同, 但是在新生代均呈强烈的构造活动性 (Wang *et al.*, 1998)。盆地晚三叠纪以来发生大规模沉降直至始新世, 从侏罗纪至始新世堆积了一套基本上连续的紫红色河湖相沉积, 厚度达 13000m, 如果连同下伏的三叠系和变质基底元谋群和直林群的厚度计算在内, 其厚度在 15000m 以上 (云南地质矿产局, 1990)。盆地的变形以一南-北向宽缓的复向斜为特征, 侏罗系至始新统岩层大体分布在盆地的中央, 三叠系岩层分布在向斜的西翼, 盆地元古界变质基底分布在盆地的东北翼。该向斜构造在地貌上构成一区域性分水岭, 北侧为金沙江流域, 南侧为红河流域, 东侧为南盘江流域, 这反映出向斜构造的形成时间很新。盆地的沉积作用结束于始新世, 这可能与褶皱作用的发生有关, 基于此, 褶皱的年代也可以确定为始新世末—渐新世初。在盆地中心的南华地区, 上新统含煤岩层也发生了变形, 构成一东西向宽缓的向斜, 这表明褶皱作用在第四纪仍在进行, 可能与北西-南东向楚雄断裂的走滑运动有关。

大大小小 40 多个新生代碱性岩岩株和岩墙侵入于向斜核部的侏罗系、白垩系和渐新统红层中, 岩性为粗面岩和正长斑岩, 它们的钾-氩同位素年代大多数为 33Ma 左右, 其中最老的为 60.6Ma (云南省地矿局, 1990; 邓万明等, 1998; Deng *et al.*, 1998; 曾普胜等, 2002)。根据岩石的锶 (Sr)、硫 (S) 同位素、稀土元素以及成岩温度等方面的特征, 可确定其中大部分岩浆来源于增厚的下地壳熔融物质。岩浆作用与

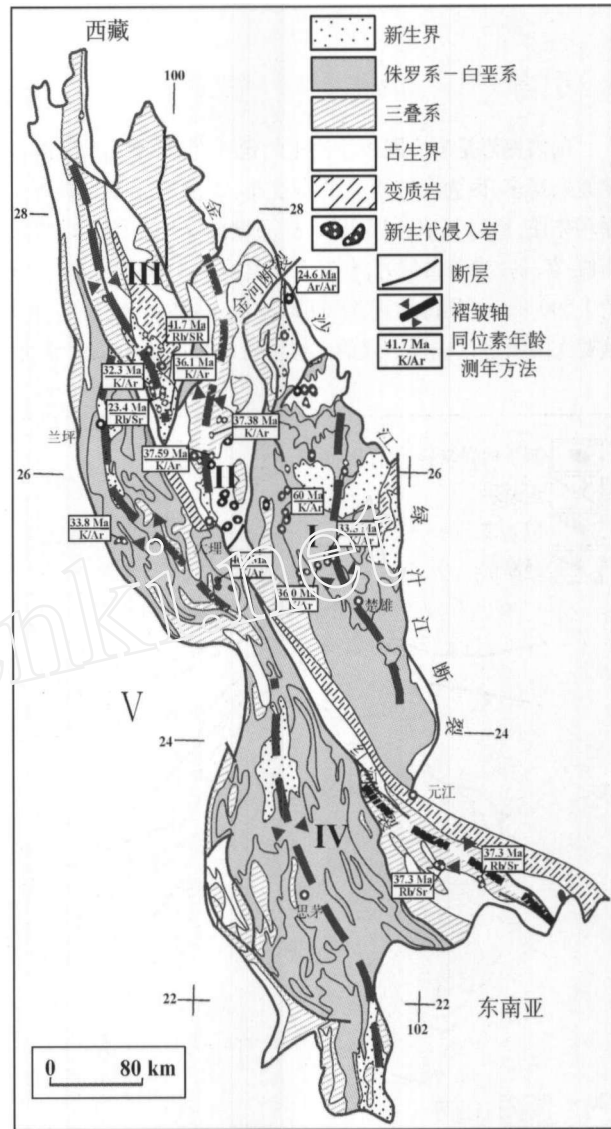


图2 青藏高原东南边缘地质略图
I-楚雄盆地; II-大理地块; III-石鼓地块; IV-兰坪-思茅盆地;
V-临沧花岗岩带

Fig. 2 Simplified geological map of the southeastern margin of the Tibetan plateau

褶皱作用可能均始于渐新世, 这种同时性表明岩浆的侵位与盆地的东-西挤压缩短是相关的。不过, 总的来看, 盆地的变形不是很强, 大多数褶皱比较宽缓, 根据我们在横穿盆地的路线上对 70 点上的岩层产状的统计, 岩层的平均倾角不到 40°, 由此可见, 该地区地壳的增厚主要不是发生在上地壳而是下地壳, 以壳幔相互作用为特征, 其内混入有地幔物质。

3 兰坪-思茅复向斜以及其中的渐新世侵入岩

兰坪-思茅盆地是三江褶皱带中的一个主要构造单元, 其东、西两侧与红河-哀牢山断裂带和临沧岩浆岩带相

邻,向南延伸到东南亚,向北尖灭于滇西维西地区,此地也是三江褶皱带最窄之处(图2)。和楚雄盆地一样,该盆地于侏罗纪开始大幅度下陷,主要充填了一套特征的紫红色陆相沉积,厚度近万米,如果加上位于其下的古生界和三叠系沉积,盆地的厚度近20000m。在印度新生代向北的运动牵引作用下,其西侧的临沧花岗岩基发生顺时针旋转,盆地中部发生大规模东西向缩短,造成无量山的隆起,盆地因此被一分为二,形成南北两个复式向斜,兰坪复向斜位于北,思茅复向斜位于南(Wang and Burchfiel, 1997)。盆地的变形程度由中心向边缘逐渐增强,特别是在兰坪复向斜的北端,古新统岩层近直立。沿兰坪-思茅复向斜的东部边缘,红河-哀牢山断裂带中的片麻岩向西逆冲在中生界红层以及下伏古生界岩层之上。盆地中生代连续的紫红色河湖相沉积结束于始新世末,其上被一套渐新世砾岩沉积不整合覆盖,这暗示盆地的挤压变形发生在渐新世之前。在地貌上,该向斜构成一个狭窄的分水岭,西侧为澜沧江流域,东侧为红河流域,这进一步表明盆地的挤压变形在晚新生代仍在活动。

新生代岩浆作用发生在兰坪盆地南部的巍山地区和思茅盆地的东南边缘,一系列大小不一的新生代中酸性和碱性岩株侵入到中生代红层中,其中最年轻的围岩为上白垩统。岩体的钾-氩和铷-锶同位素年龄分别为33.8Ma, 37.3Ma和36.1Ma(云南地质矿产局,1990;邓万明等,1998;曾普胜等,2002)。由此可见岩浆活动的时间与盆地沉积结束的时间是一致的,这反映出盆地挤压变形的时间。侵入岩的岩性为石英闪长岩,正长斑岩和粗面岩,它们的地球化学特征表明岩浆是上地幔物质与地壳物质混染的产物(云南地质矿产局,1990;曾普胜等,2002)。

4 老君山向斜以及其中的第三纪侵入岩

老君山向斜与石鼓背斜构成一背斜-向斜对,两者构成石鼓地块,呈一狭长的地质体近南北向沿三江断褶带的东缘分布,其西界为红河-哀牢山断裂带,地貌上构成金沙江和澜沧江之间的分水岭(图2)。石鼓背斜位于地块的东部,主要由元古代和古生代地层组成,金沙江大体沿背斜的核部延伸;老君山向斜位于西,由三叠纪和第三纪地层组成,地貌上构成金沙江和澜沧江的分水岭,最高峰老君山海拔4247m。古近系-渐新系分布在向斜的南端,其中包括古新统、始新统和渐新统,为一套紫红色陆相砂砾沉积,超覆在元古代变质岩之上。该地区也位于青藏高原地壳陡变带上,地壳厚度达50km(Teng *et al.*, 1981)。

众多的新生代中、酸性和碱性浅成侵入岩沿向斜走向侵入于古近纪和三叠纪地层中,岩体的出露面积都不大,多数为岩株和岩墙,小的面积只有0.5km²。在剑川以南,一个椭圆形的正长岩岩体侵入于一个由古近系-渐新系红层构成的向斜中(图3)。



图3 老君山岩体及其围岩景观

老君山岩体侵入于上始新统一渐新统红层中,四周的红层均倾向岩体,构成一个向斜。镜头内只包括了向斜的西翼和南翼,倾向东或北。镜头正面为北,箭头指示岩层倾向方向,S为正长岩体;E₂₋₃为上始新统一渐新统红层

Fig. 3 View north to the Laojunshan intrusive body and surrounding Tertiary red beds

这些浅成岩的岩性为花岗斑岩,闪长玢岩,正长岩,石英二长闪长斑岩和石英斑岩,它们的地球化学特征表明岩浆是上地幔物质与地壳物质混染的产物(云南地质矿产局,1990;邓万明等,1998,1990;曾普胜等,2002)。闪长玢岩和花岗斑岩的铷-锶同位素年龄为41.7Ma和38.3Ma(云南地质矿产局,1990),钾-氩同位素年龄一般为20~40Ma(云南地质矿产局,1990;邓万明等,1998;曾普胜等,2002)。尽管该地块具复杂的构造演化历史,但是上述沉积、地貌和构造特征表明褶皱变形发生在古近纪晚期,与岩浆作用同时。

5 藏北巴颜喀拉和羌塘地块以及其中的新生代火山岩

藏北地区包括巴颜喀拉和羌塘地块,后两者是青藏高原的主要构造单元(图4)。

巴颜喀拉地块主要是由一套经历了复杂变形的三叠系复理石沉积岩系组成,其下伏岩层为石炭-二叠系各种类型的沉积岩。该地块被三个大断裂带围限成一个三角形:阿尼玛卿断裂带位于北,龙门山断裂带位于南东,金沙江-理塘断裂带位于南西。除了龙门山断裂带,其余边界均被认为是板块缝合带(常承法,1992)。羌塘地块位于巴颜喀拉地块以南,拉萨地块以北。该地块地表出露岩层主要为一套侏罗系海相沉积岩系,其下伏岩层主要分布在地块的中央部位,为下古生界变质岩和上古生界浅海相沉积岩系(西藏自治区地质矿产局,1993)。这两个地块中有广泛的古近-渐新系分布,以紫红色河湖相沉积为特征,其中包括古新统一始新统(风火山群),渐新统(雅西错群)和中新统(五道梁群),均以角度不整合接触(Liu *et al.*, 2001)。巴颜喀拉和羌塘地块内

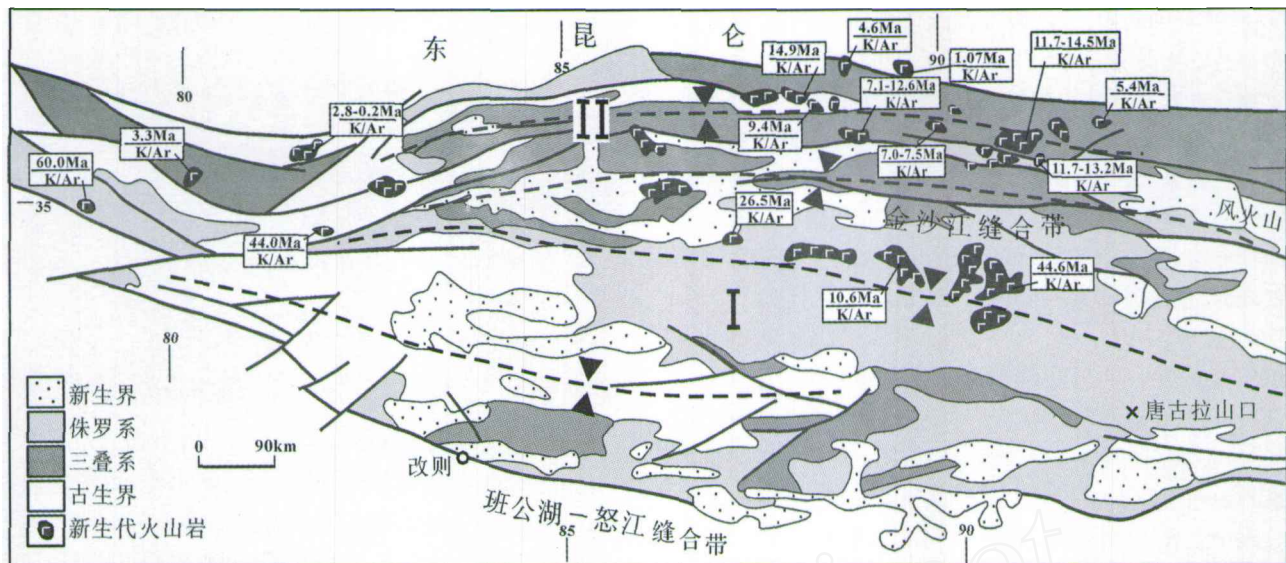


图4 青藏高原北部地质略图

I-巴颜喀拉地块; II-羌塘地块

Fig. 4 Geological schematic map of the northern part of the Tibetan plateau

部的变形均以褶皱为主要特征,前者呈一东西向复式向斜,始新统风火山群,渐新统雅西错群以及上新统五道梁群分布在向斜的核部,上下均为不整合面。三叠系和下伏石炭—二叠系岩层沿向斜的南北两翼分布。位于向斜核部的风火山群和雅西错群发生了强烈的南北向挤压变形,局部直立,形成一个东西向复向斜,在地貌上构成一个宽阔的分水岭(风火山)。经计算风火山古近—新近系岩层缩短了40% (Coward *et al.*, 1985),这显然是印度与欧亚大陆正面碰撞造成的。羌塘地块的变形以一相连的背斜—向斜为特征,下古生界变质岩和上古生界浅海相沉积岩系构成一东西向透视镜状背斜,而沿其北缘分布的侏罗系海相沉积岩系构成一向斜,它们上覆的中新统红层也发生了变形,但是变形程度要小的多。尽管这两个地块的主挤压变形期是中生代(常承法,1992),但是新生代,至少发生在中新世以来的褶皱作用是不争的事实。这两个地质体以及其内部的褶皱东宽,西窄,西端尖灭于喜马拉雅西构造结中,这进一步表明这些褶皱现今的形态造就于新生代。该地区的地壳厚度是青藏高原中最大的,厚度在70km以上(Teng *et al.*, 1981)。

与上述地区的新生代岩浆作用不同,这两个构造单元中分布的大多是火山岩,构成熔岩台地,熔岩流以及火山口。它们构成南、北两个带,北带沿巴颜喀拉褶皱带中的向斜分布,南带沿羌塘地块北缘的向斜分布,与被侵入的两个向斜构造一样,这两个火山岩带向西变窄,归并成一个带,最终尖灭于西喜马拉雅西构造结。北带的火山岩为高钾钙碱性系列和钾玄岩系列为主,南带为碱性系列。测定的火山岩钾—氩同位素年龄可分为两组,一组为渐新世—晚中新世(30~10Ma);另一组为中新世晚期—第四纪(10Ma)(Turner *et al.*, 1993; 邓万明,1998)。巴颜喀拉和羌塘地块内古近—新近纪地层中不整合面的存在表明挤压变形与火山作用大体

发生在同时代。

6 北喜马拉雅带以及其中的第三纪侵入岩

北喜马拉雅构造带位于青藏高原南缘,构成喜马拉雅构造带的北半部。它南北宽约80km,东西长达900km,北面以喜马拉雅反冲断裂与雅鲁藏布江缝合带为邻,南面以藏南折离系与高喜马拉雅带为邻(图5)。该带为印度地盾北缘被动大陆边缘的组成部分,主要由一套基本连续的中、新生界海相沉积岩系组成,包括三叠系,侏罗系—白垩系和古近系,岩性特征为复理石、深海碳酸盐岩、硅质岩和页岩,普遍遭受了低级变质作用,连同其下伏的石炭—二叠系沉积岩系,总厚度超过25000m(西藏自治区地质矿产局,1993)。主中央冲断带是喜马拉雅构造带内规模最大的推覆构造,形成于中新世(Gansser, 1964; Nelson *et al.*, 1996; Parrish and Hodges, 1993),它将遭受强烈剪切变形的前寒武深变质岩置于古生界浅变质岩系之上(Harrison *et al.*, 1997)。

该构造单元的变形以一向斜为特征,东西走向,向斜核部由晚白垩系岩层构成,两翼为三叠系(图5,6)。虽然其海拔要远远低于高喜马拉雅,最高峰海拔只有6457m,但是它却构成雅鲁藏布江和恒河水系间的分水岭,被称之为拉轨岗日低分水岭。这一年轻的地貌特征充分表明褶皱作用很新,发生在古近纪以后。该地区地壳厚度大约为60km(Teng *et al.*, 1981)。沿向斜侵入有大量的浅色花岗岩岩体,被称为拉轨岗日花岗岩带,大者达2500km²,小者只有数平方公里,最新的围岩为晚白垩系。岩体的钾—氩同位素年龄多为10~20Ma(西藏地质矿产局,1993; Yin and Harrison, 2000)。岩体的延伸方向多与围岩的走向一致,呈东西向,普遍具片麻

状构造,片麻理也与区域构造线一致,呈东西向。如图6剖面所示,这些花岗岩侵入于藏南拆离系的上盘。因此,深熔作用可能与喜马拉雅主中央冲断带和藏南拆离系的剪切减压作用有关,可能主要是前者。从向斜沉积结束的时间判

断,向斜的形成与这些花岗岩的侵位是同时的,发生在渐新世至中新世。花岗岩体的岩性和地球化学特征表明源区岩石曾经是上地壳的组成部分,后来在大陆深俯冲过程中进入了深部。

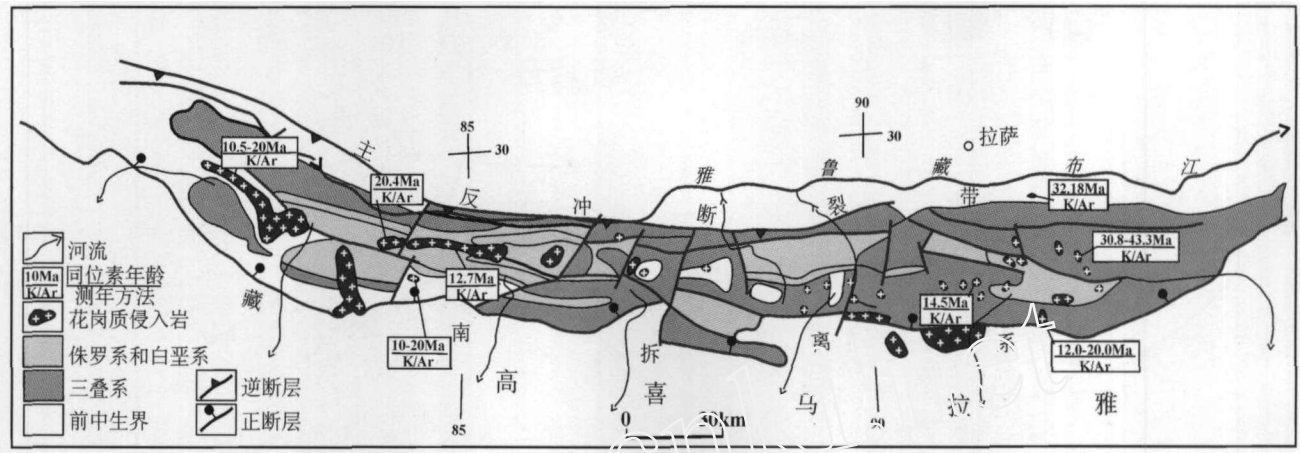


图5 藏南拉轨冈日复向斜地质略图

Fig. 5 Simplified geologic map of the Lagnigangri syncline along the southern Tibetan plateau

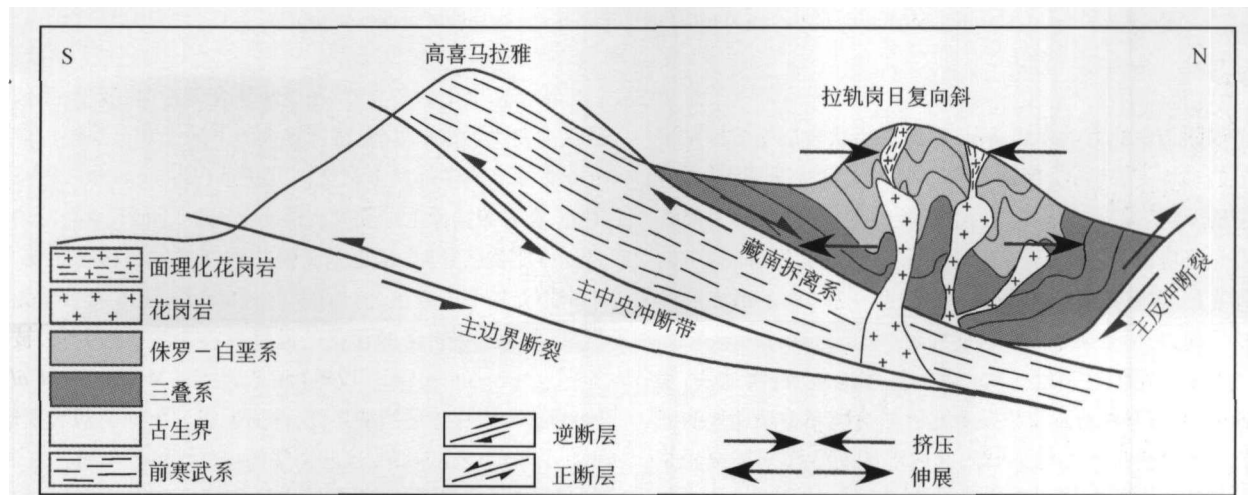


图6 喜马拉雅构造带示意性构造剖面

Fig. 6 Schematic cross-section of the Himalayan thrust belt

7 岩浆侵位的力学成因

岩石圈由地壳和上地幔的顶部组成,平均厚度为120 km,与地球6371 km的半径相比,它只是地球表面的一层薄板。因此,岩石圈可以被看作弹性薄板,在受挤压时的初始反应是挠曲或称褶皱。为适应新生代印度和欧亚大陆间的汇聚,青藏高原地壳发生了大规模的缩短和增厚,褶皱是上地壳缩短的主要方式之一,形成一系列不同尺度的背、向斜,小尺度的可在显微镜下和手标本上观察到,中尺度的达数公里至数十公里长。Jin *et al.* (1996) 的研究根据青藏高原重力和地

貌的相关性,揭示出青藏高原岩石圈对应于印度和欧亚大陆的陆内汇聚作用的变形是以大尺度褶皱为特征。的确,我们近年来的研究发现青藏高原中部一系列山-盆地貌如念青唐古拉山、黑河河谷、唐古拉山、托托河谷、风火山、楚玛尔河谷以及巴颜喀拉山,无论组成岩石是新生代还是中生界,其变形与地貌存在相关性,即:岩层产状陡则坡度陡,反之亦然。这表明这些山盆构造是地壳褶皱的地貌标志。地壳增厚的方式之一是壳幔相互作用,其中包括基性岩浆的底侵,造成上地幔物质和地壳物质的混合,形成各种类型的同碰撞岩浆岩。本文不涉及它们的成因,仅讨论它们的侵位机制。

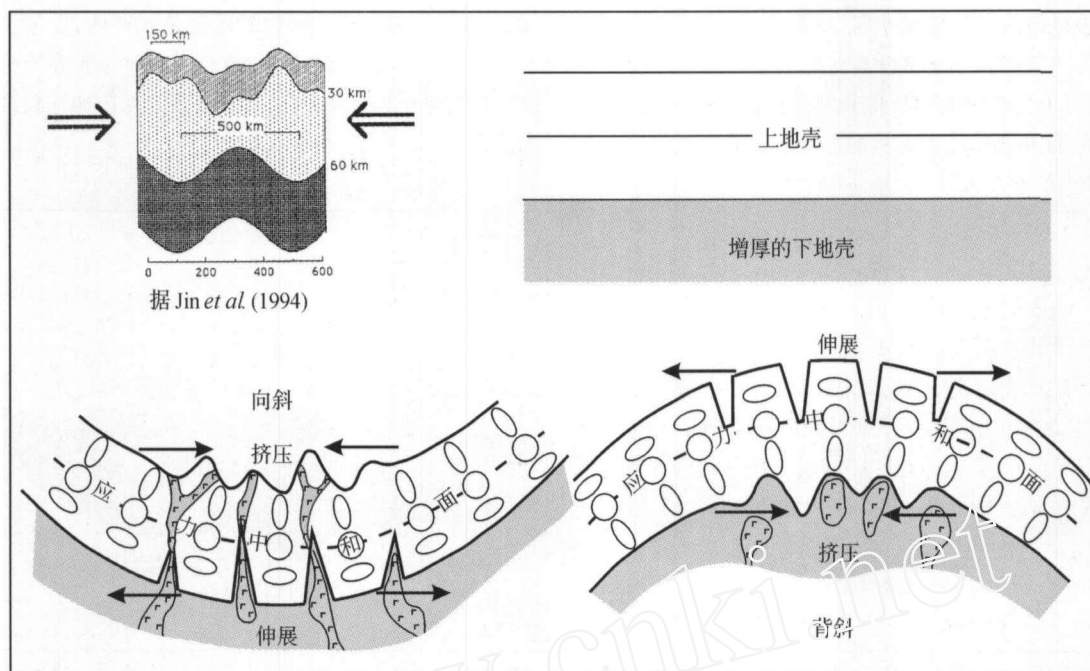


图7 地壳变形对岩浆侵位制约的力学模式

尽管青藏高原具异常厚的地壳,在地球尺度上还是可以看作是一个弹性薄板,在印度和欧亚大陆汇聚过程中其南北向缩短是通过褶皱协调的。左上图揭示出的青藏高原重力和地貌的相关性也表明岩石圈遭受了褶皱变形。

Fig. 7 Mechanic model showing constraint of the crustal deformation on emplacement of igneous rocks

如图7中的力学模式所示,褶皱是层状岩层受挤压发生变形的一种主要形式,褶皱不同部位的受力状况是不同的:背斜的下部岩层产生压应力,沿褶皱轴发生缩短,而上部岩层产生张应力,沿褶皱轴向发生引张。与此相反,向斜中的下部岩层产生张应力,沿褶皱轴向发生引张,而上部岩层产生挤压应力,沿褶皱轴发生挤压缩短。

如果上述针对楚雄地块、兰坪-思茅地块、石鼓地块、大理地块、北喜马拉雅地块以及藏北巴颜喀拉和羌塘地块的新生代变形分析是正确的话,即:其内部的新生代同碰撞岩浆岩的侵位均沿其中的向斜构造发生,那么,它们的侵位机制就可以确定。根据图7中的力学模式,这些向斜构造的下部地壳的应力状态以引张为特征,因此地壳变薄或是发生破裂,这些部位成为下地壳或上地幔物质向上侵位的通道。由于向斜上部地壳的应力状态以挤压为特征,地壳由此发生挤压缩短,所以上侵的岩浆只有少数能侵入到近地表,由于这些岩浆最终是被挤出来的,这就是为什么这些侵入体均很小的原因,多以岩株和岩墙产出。如果这些岩浆的温度足够低,那么其围岩的挤压应力状态还可以被记录下来,正如侵入到北喜马拉雅带中的花岗岩中的片麻状构造,与其说它们是侵入的还不如说是被挤出来的。上述向形褶皱作用大都沿规模很大的沉积盆地发生,这些沉积盆地的沉积厚度也很大,最大的超过20000m(如南特提斯带),可见这些变形足以影响到上地壳的下部或下地壳的上部,因此,上地壳的变形完全可以影响下地壳的应力和温压状态。

由于密度上的差异性,印度板块在俯冲时,其上、下地壳被认为发生了水平拆离,密度较大的下地壳和上地幔可能已插到青藏高原中部之下甚至向北更远(Chung *et al.*, 1998),因此,在青藏高原上地壳大规模变形发生之前下地壳的增厚过程可能就已开始,这也是壳幔物质交换的过程。此外,由于下地壳局部的减压,流体的加入和增温,还形成一些壳内岩浆,上述这些岩浆的存在已通过地震探测得到证实,被称为亮点(Nelson *et al.*, 1996)和低速层(McNamara *et al.*, 1994)。一旦存在适当的条件,例如地壳发生向斜褶皱变形,由此引发的地壳伸展为这些岩浆的侵位提供了空间。

上述研究揭示,青藏高原内许多新生代同碰撞岩浆岩,无论是哪种成因,无论发生在何种构造单元内,它们总是沿其中的向斜侵位。与向斜构造相反,背斜构造下部岩层受挤压应力,岩层发生缩短,这阻止了地壳深部物质的向上侵位,因此,在青藏高原内的背斜构造中见不到同碰撞岩浆岩。由于这一力学模式的普适性,地壳只要在一定的温压条件下其变形均遵循这一规律,因此褶皱变形对岩浆侵位的制约也必定适用于青藏高原以外地区以及前新生代的岩浆作用,不过,对于那些经历了复杂和多期变形的地壳则另当别论。例如,位于青藏高原南缘的高喜马拉雅带,它是由一套深变质岩系组成,尽管其内部变形不是以简单的向斜为特征,但是该带中也发育了一个中新世浅色花岗岩带,它与北面的拉轨冈日岩浆岩带平行分布,被认为是喜马拉雅主中央冲断带剪切造成的地壳重熔的产物(Nelson *et al.*, 1996; Harris and Massery, 1994)。由于高喜马拉雅结晶岩系是一片被挤出来

的下地壳(Burchfiel *et al.*, 1985; Hodges *et al.*, 2001), 在挤出的过程中遭受了强烈的韧性剪切, 岩石的变形不再具弹性, 因此, 岩浆的侵位不受地壳褶皱的控制。此外, 对于板块俯冲成因的岩浆岩, 例如冈底斯岩浆岩带, 因为其规模很大, 能量高, 岩浆的侵位完全不受上地壳变形的制约。需要说明的是, 除了褶皱变形外, 断裂作用也控制着岩浆的侵位, 不过规模不大。例如发生在云南腾冲地区的火山作用和发生在藏南南北向断裂中的岩浆作用, 它们的侵位与区域性伸展构造有关。藏南南北向伸展构造是青藏高原最年轻的构造之一, 与一系列近东西向右旋走滑断裂呈转换关系(Armijo *et al.*, 1986), 因此, 这些伸展构造的延伸深度决不会很大(<12 km)。不过, 令人迷惑的是这些伸展构造中侵入有幔源物质如煌斑岩(据许继峰, 会议报告)。需要提及的是, 这些南北向伸展构造多发育在羌塘和巴颜拉地块, 发育上述向斜褶皱, 因此, 有理由相信这些幔源物质先是沿向斜核部穿过巨厚的下地壳, 然后, 其中一部分沿这些伸展构造侵位到地表, 这给人以这些伸展构造很深的错觉。

8 讨论

青藏高原新生代同碰撞岩浆作用的演化存在南北向迁移的特点(Chung *et al.*, 1998), 这个现象受到众多研究的关注, 无论何种模式, 大多数研究均认为这与地壳的深部作用有关, 例如印度板块岩石圈的水平拆离, 俯冲角度的变化, 青藏高原或印度岩石圈的断离, 地幔对流造成的岩石圈的去底, 陆内深俯冲等(Chung *et al.*, 1998)。上述变形研究表明青藏高原地壳的一级变形以挠曲为特征, 反映出其刚性特征。这类变形与同碰撞岩浆侵位的时空关联表明前者在很大程度上控制了后者的侵位, 无论它是何种成因。这些同碰撞岩浆有的可能早已存在于增厚的下地壳中, 例如来源于地幔的基性岩浆, 有的是因中下地壳变形造成的局部减压形成的, 这些岩浆能否发生侵位取决于其上覆地壳的变形特征: 侵位发生于褶皱的伸展部位如向斜的下部, 受阻于褶皱的收缩部位如背斜的下部。可以推测, 位于高原内一些新生代复背斜下方的下地壳中可能存在一系列岩浆房, 如地球物理探测出来的亮点(Nelson *et al.*, 1996), 不过因上覆地壳的水平收缩而上升不到地表。

致谢 在成文的过程中就岩浆岩问题请教了张旗研究员, 论文承蒙莫宣学和罗照华教授审阅并提出许多建设性意见, 在此深表谢意。

References

Armijo R, Tapponnier P, Mercier JL and Han T. 1986. Quaternary extension in southern Tibet. *J. Geophys. Res.*, 91: 13803 - 13872
Burchfiel BC and Royden LH. 1985. North-south extension within the

convergent Himalayan region. *Geology*, 13: 679 - 682
Bureau of Geology and Mineral Resources of Xizang Autonomous Region. 1993. *Regional Geology of Xizang (Tibet) Autonomous Region*. Beijing: Geological Publishing House, 267 - 463
Ceng P, Mo X, Yu X. 2002. Nd, Sr and Pb isotopic characteristics of the alkaline-rich porphyries in western Yunnan and its compression strike-slip setting. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 21(3): 231 - 241 (in Chinese with English abstract)
Chang CF. 1992. Geotectonic Evolution of the Qinghai-Xizang Plateau. See: China Society of the Qinghai-Xizang Plateau Research edit, *Proceedings of the First Symposium on the Qinghai-Xizang Plateau*. Beijing: Science Press, 243 - 255 (in Chinese)
Chung S, Lo C, Lee T, Zhang Y, Xie Y, Li Y, Wang K and Wang P. 1998. Diachronous uplift of the Tibetan plateau starting 40 Myr ago. *Nature*, 394(20): 769 - 773
Coward MP, Kidd WSF, Pan Y, Shackleton RM and Zhang H. 1985. The structure of the Tibet Geotraverse, Lhasa to Golmud. *Phil. Trans. Soc. Lond.*, A 327: 337 - 363
Coward MP, Kidd WSF, Pan Y, Shackleton RM and Zhang H. 1985. The structure of the Tibet Geotraverse, Lhasa to Golmud. *Phil. Trans. Soc. Lond.*, A 327: 337 - 363
Deng WM, Huang X and Zhong DL. 1998. Petrological characteristics and genesis of Cenozoic Alkali Rich porphyry in west Yunnan. *Chinese Journal of Geology*. 33: 412 - 425
Deng WM. 1998. Cenozoic intraplate volcanic rocks in the northern Qinghai-Xizang Plateau. Beijing: Geological Publishing House, 19 - 26 (in Chinese)
Fowler CMR. 1990. *The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics*. Cambridge University Press, 67 - 71
Gansser A. 1964. *The Geology of the Himalayas*. Wiley Interscience, New York: 1 - 289
Harris N and Massery J. 1994. Decompression and anatexis of Himalayan metapelites. *Tectonics*, 13: 1537 - 1546
Harrison TM, Ryerson FJ, Le Fort P, Yin A, Lovera O and Catlos EJ. 1997. A late Miocene-Pliocene origin for central Himalayan inverted metamorphism. *Earth and Planetary Science Letters*, 146: 1 - 7
Hodges KV, Hurtado and Whipple KX. 2001. Southward extrusion of Tibetan crust and its effect on Himalayan. *Tectonics*, 20: 799 - 809
Jin CW, Harris NBW, Xu RH, *et al.* 1990. Plutonic rocks of the 1985 Tibet Geotraverse, Lhasa to Golmud. In: *The geology evolution of the Qinghai-Xizang Plateau*. Beijing: Science Press, 141 - 173
Liu Z and Wang C. 2001. Facies analysis and depositional systems of Cenozoic sediments in the Hoh Xil basin, northern Tibet. *Sedimentary Geology*, 140: 251 - 270
McNamara DE, Owens TJ, Silver PG and Wu FT. 1994. Shear wave anisotropy beneath the Tibetan plateau. *J. Geophys. Res.*, 99: 13655 - 13665
Nelson KD and 27 others. 1996. Partially molten middle crust beneath Southern Tibet: Synthesis of Project INDEPTH results. *Science*, 274: 1684 - 1696
Parrish RR and Hodges KV. 1993. Miocene (22 Ma) metamorphism and two stage thrusting in the Greater Himalayan sequence, Annapurna Sanctuary, Nepal. *Geol. Soc. Abs. W. Progs.*, 25: A17.
Rowley D B. 1996. Age of initiation of collision between India and Asia: A review of stratigraphic data. *Earth and Planetary Science Letters*, 145: 1 - 13

- Searle MP, Weinberg RF and Dunlap WJ. 1998. Transpressional tectonics along the Karakoram fault zone, northern Ladakh: Constraints on Tibetan extrusion. In: Holdworth RE and Dewey JF (ed). Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 135: 307-326
- Tapponnier P, Peltzer G and Armijo R. 1986. On the mechanics of the collision between India and Asia. In: Coward MP and Ries AC (ed). Collision Tectonics. Geological Society of London Special Publishing, 19: 115-157
- Teng J, Xiong S, Sun K and 16 others. 1981. Explosion seismological study for velocity distribution and structure of the crust and upper mantle from Damxung to Yadong of the Xizang plateau. In: Geological and Ecological Studies of Qinghai-Xizang Plateau, Beijing: Science Press, 1: 691-709
- Turner S, Hawkesworth C, Liu J, Rogers N, Kelley S and Calsteren P. 1993. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks. Nature, 364: 50-53
- Wang E and Burchfiel BC. 1997. Interpretation of Cenozoic tectonics in the right-lateral accommodation zone between the Ailao Shan-shear zone and the eastern Himalayan syntaxis. International Geology Review, 39: 191-219
- Wang E, Burchfiel BC, Royden LH, Chen L, Chen J, Li W and Chen Z. 1998. Late Cenozoic Xianshuihe-Xiaojiang, Red River, and Dali fault systems of southwestern Sichuan and central Yunnan, China. GSA Special Paper, 327: 1-188
- Xu R, Scharer U and Allegre CJ. 1985. Magmatism and metamorphism in the Lasha block (Tibet): Ageochronological study. J. Geol. 93: 41-57
- Yin A and Harrison TM. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 28: 211-280
- Yu J, McNutt MK and Zhu Y. 1994. Evidence from gravity and topography data for folding of Tibet. Nature, 371: 669-674
- Yunnan Bureau of Geology and Mineral Resources. 1990. Regional geology of Yunnan Province. Beijing: Geological Publishing House, 421-427

附中文参考文献

- 常承法. 1992. 青藏高原地质构造演化. 中国青藏高原研究会第一届学术讨论会文选. 科学出版社. 243-255
- 邓万明. 1998. 青藏高原北部新生代板内火山岩. 地质出版社, 北京, 19-26
- 邓万明, 黄萱, 钟大赉. 1998. 滇西新生代富碱斑岩的岩石特征与成因. 地质科学, 33: 422-425
- 金成伟, Harris NBW, 许荣华, Lewis CL. 1990. 拉萨至格尔木的深成岩. 见: 青藏高原地质演化. 科学出版社, 北京: 141-173
- 曾普胜, 莫宜学, 喻学惠. 滇西富碱斑岩带的 Nd, Sr, Pb 同位素特征及其挤压走滑背景. 岩石矿物学杂志, 21(3): 231-241
- 云南省地质矿产局. 1990. 云南省区域地质志. 地质出版社, 北京: 421-427
- 西藏自治区地质矿产局. 1993. 西藏自治区区域地质志. 地质出版社, 北京: 267-463