

·学术讨论·

编者按:这篇论文是“大陆碰撞及其相关问题”专题论坛的自然延伸。作者在文章中对碰撞构造中的2个基本概念“碰撞”与“造山”,在逻辑学语境下给出了基于岩石学意义的判别标准和相应的阐释。它的积极意义并不在于对定义在科学语义上予以追本溯源抑或试图建立某种新的模式,而在于就表象的内核进行深入剖析,揭示其本原特征——从内涵到外延,以历史的发展的动态的多元的系统的视角看问题,摒弃概念的套用,以事实为依据,辨析事物的本质特征及其相互关联与制约(尽管一些认识还有待进一步地检验),而非盲目附和某些“流行”的观点。本刊无意去评价作者的观点正确与否,只看重它是否符合科学规范,而这种带有批判精神的探究和独立思考的态度无疑是值得提倡的,因为怀疑与探究从来都是创新的主体意识和原动力。如果读者在自辨中能够“明察秋毫”,从中发现或挖掘出新的问题并肯愿为此付诸辛勤的探索实践,那将是我们特别期盼的。当然,这也是本论坛得以存在的重要理由。

造山前、造山和造山后花岗岩的识别

张 旗¹, 王元龙¹, 金惟俊¹, 贾秀勤², 李承东³

ZHANG Qi¹, WANG Yuan-long¹, JIN Wei-jun¹, JIA Xiu-qin², LI Cheng-dong³

1. 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029;

2. 中国科学院高能物理研究所, 北京 100039; 3. 中国地质调查局天津地质矿产研究所, 天津 300170

1. *Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China;*

2. *Institute of High Energy Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China;*

3. *Tianjin Institute of Geology and Mineral Resources, Tianjin 300170, China*

摘要:造山前、造山和造山后(或碰撞前、碰撞和碰撞后)花岗岩是花岗岩研究的热门话题。但是,目前关于造山前、造山和造山后的概念存在模糊和矛盾的认识,为此提出了关于造山前、造山和造山后的概念和新的判别方法,并结合非洲、土耳其和巴西的某些实例进行了讨论。着重讨论了青藏高原与碰撞有关的花岗岩,指出青藏高原只存在造山前和造山2个阶段,不存在造山后阶段。认为青藏高原碰撞的时间大概在55 Ma左右,25~3 Ma的埃达克岩和淡色花岗岩是碰撞阶段形成的。青藏高原25~3 Ma的花岗岩的特征暗示青藏高原在25 Ma之前已经整体抬升,25 Ma之后发育的伸展构造(藏南拆离系、大规模走滑断裂和南北向裂谷)是在青藏高原挤压的大背景下出现的,属于次级的派生构造,其并不能说明青藏高原已经进入伸展减薄和垮塌的碰撞后阶段。

关键词:造山前、造山和造山后阶段;地壳厚度;花岗岩;青藏高原

中图分类号:P588.12[†]

文献标志码:A

文章编号:1671-2552(2008)01-0001-18

Zhang Q, Wang Y L, Jin W J, Jia X Q, Li C D. Criteria for the recognition of pre-, syn- and post-orogenic granitic rocks. *Geological Bulletin of China*, 2008, 27(1):1-18

Abstract: Pre-, syn-, and post-orogenic (pre-, syn- and post-collisional) granitic rocks are a hot topic of granite research. However, vague and contradictory views exist about the concepts of pre-, syn-, and post-orogeny. Therefore the authors present a new concept and discrimination method for pre-, syn-, and post-orogeny and discuss some case histories of Africa, Turkey and Brazil. The focus is on granitic rocks of the Qinghai-Tibet Plateau related to collision. They point out that only the pre- and syn-orogenic stages occurred on the Qinghai-Tibet Plateau. The collision on the Qinghai-Tibet Plateau took place at ~50 Ma. The 25-3 Ma adakite and leucogranite formed in the collision stage. The features of the 25-3 Ma granitic rocks imply that the Qinghai-Tibet Plateau had been uplifted wholesaley before 25 Ma, and the extensional tectonics (such as southern detachment system, large-scale

收稿日期:2007-09-14;修订日期:2008-01-04

基金项目:国家“973”项目(编号:2002CB412601)和国家自然科学基金项目(编号:40672128)资助。

作者简介:张旗(1937-),男,研究员,从事岩石学和地球化学研究。E-mail: zhangqi@mail.iggcas.ac.cn

strike-slip faults and N-S-striking rift) that developed after 25 Ma formed by compression in the syn-orogenic stage, rather than crustal extensional thinning and collapse in the post-orogenic stage.

Key words: pre-, syn- and post-orogenic stages; crustal thickness; granite; Qinghai-Tibet Plateau

造山前、造山和造山后(pre-syn-post-or late-orogen)花岗岩是大陆构造学说研究的重要课题。造山前、造山和造山后还有另外的说法,如:前构造、同构造和后构造(pre-syn-post-or late-tectonic)或碰撞前、同碰撞和碰撞后(pre-syn-post-or late-collisional)。最近,前缀“late-”已经很少使用了,通常用“post-”代替。上述3个术语(构造、造山、碰撞)的区别,肖庆辉等^[1]和邓晋福等^[2]有详细的讨论,有兴趣的读者可以去参阅。最近,碰撞和碰撞后花岗岩成了青藏高原研究的热门话题,而且演绎出许多地球动力学方面的推论,引出许多争论^[3-8]。笔者认为,关于造山前、造山和造山后的概念存在许多模糊和矛盾的认识,许多争论由于概念不同而缺少共同语言。本文重新考虑了造山前、造山和造山后的概念和判别造山前、造山、造山后花岗岩的方法,并着重讨论了青藏高原造山前、造山阶段的地壳状况及花岗岩的特征,认为青藏高原目前还未进入造山后(碰撞后)阶段。

1 术语的简要回顾

有关碰撞和造山的术语存在混乱和不同的理解,本文不可能全面评价上述问题,只能就本文涉及到的、不能不提及的一些问题作一简要的评述。

1.1 “碰撞”和“造山”的差别

笔者认为“碰撞”一词的概念不清,而“造山”一词可能更恰当一些。首先,碰撞如果指的是2个彼此分开的地块由于洋盆消失而碰撞在一起的话,那么“碰撞后”是什么含义?是代表碰撞以后2个地块又分开了?还是再一次的碰撞?实际上都不是,而是指由碰撞所带来的挤压环境变为伸展环境,而“伸展”与“碰撞后”实在看不出有什么关联。相对而言,“造山”的概念比较明确,2个地块碰撞必定伴随挤压,挤压引起地壳加厚,地表抬升,继而造山。在造山的后期,由于挤压力的释放,遂转变为伸展环境,地壳随之减薄,山脉随之垮塌,进入造山后阶段。因此,“造山”和“造山后”的术语很好理解,概念上也没有错误。相比之下,“碰撞”和“碰撞后”就不那么确切了。其次,2个地块从分开到汇聚叫碰撞,现在有些文献把本来已经在一起的地块或地块内部的重新挤压也称为碰

撞。例如位于华北地块和扬子地块之间的秦岭-大别造山带,在志留纪(?)以前已经碰撞在一起了,在三叠纪时再一次受到挤压,也称为“碰撞”,这就讲不通了。因此,“碰撞”一词的含义是含混的,用“造山”一词则不会出现概念上的混淆。

但是,碰撞一词仍然有用,2个地块何时碰撞及碰撞的(构造、沉积、岩浆等)效应是可以追踪的,而造山则很难研究。对于古代已经消失的山脉和高原,如何界定造山的时限、规模及其构造-沉积-岩浆响应,很少有确切的标志可寻。如果碰撞与造山是同步的,碰撞的同时即造山,问题可能还简单一点,标志可能比较容易识别;如果二者不同步,碰撞并不造山,或造山发生在碰撞后的一段时间,问题就比较复杂了,争论自然也多。例如青藏高原,印度板块和欧亚板块大概是在40~65 Ma期间碰撞的,而青藏高原造山(抬升)则主要是25 Ma以后的事情。因此,在某些情况下研究者着重关注碰撞问题,而在另外一些情况下则更加关注造山问题。研究工作必须适应不同的情况,具体地研究具体的问题,不能一相情愿地简单化地予以处理。

当然,这里的“造山”是指地貌上的地形升高,不同于“造山带”的含义。造山带通常是指板块消减、洋盆消失后洋壳物质残留的堆积处,那里有许多蛇绿岩、岛弧岩浆岩、洋岛火山岩和大洋及其边缘的沉积物,以及陆块边缘混入的物质。由于它们处于2个刚性地块接合部的软弱带,因此构造很复杂。虽然称为造山带,但是并不一定造山。例如中亚造山带是在古生代末期古亚洲洋盆闭合后的残留物堆积在华北和西伯利亚地块之间形成的,但是中亚造山带并没有造山。造山的确发生过,系在三叠纪时期,但是位置不在中亚造山带本身,而在其南侧的华北地块北缘与中亚造山带的交界处(张旗等,待刊)。因此,造山带实际上指的是2个地块之间早先的洋壳残留带,有独立的、不同于两侧地块的组成和演化史。

1.2 “造山前”和“碰撞前”的含义

“造山前”指的是什么?许多文献将“造山前”理解为2个地块拼合前的板块俯冲阶段,将岛弧花岗岩归入碰撞前阶段^[9-10],这是不合适的。不错,岛弧花岗

岩的确发生在碰撞前,但是,它是板块构造的一部分,而不是本文所要讨论的造山前或碰撞前的一部分。“碰撞前”和“造山前”指的是发生在2个地块内的、还没有碰到一起的、互相分离阶段的事件。如图1所示,这里存在2个相互独立的岩浆体系:一个是板块构造体系(图1中的紫色部分),它包含了板块从扩张到俯冲、从洋盆张开到闭合的一系列过程的岩浆事件,岛弧花岗岩显而易见属于这个范畴。而造山前、造山和造山后讨论的是发生在陆块上(绿色)的构造和岩浆活动(红色)。许多人似乎不怎么关心造山前2个陆块发生了什么岩浆活动(图1-A中的红色),而将注意力放到碰撞前的岛弧岩浆上(图1-A中的蓝色),这显然是不合适的。

这里需要指出一点,即产于大陆上的活动陆缘花岗岩是板块俯冲的产物,是板块构造研究的范围。同时,该花岗岩产于大陆上,也是大陆构造需要研究的内容。因此,活动陆缘花岗岩处于板块构造和大陆构造2种构造体系转换的阶段,反映了板块构造对大陆构造的影响。

因此,所谓“造山前”,指的是地块碰撞前侵位于2个地块上的花岗岩,其时代早于碰撞期,但是早到多早要看2个地块各自的演化史。以拉萨地块和印度地块的碰撞为例,人们大体已经有了一个共识,即这2个地块的碰撞可能发生在55 Ma左右(详见第5.1节)。拉萨地块的历史相对比较复杂,考虑到班公湖-怒江洋盆的闭合时间,至少可以将班公湖-怒江洋盆消失后的白垩纪作为拉萨地块的碰撞前或造山前阶段来考虑。对于冈底斯,可能还应当包括侏罗纪-白垩纪时期的岩浆活动,但是不能把雅鲁藏布江缝合带内的岩浆活动笼统地囊括进来。印度板块的造山前岩浆活动应视印度板块的构造演化史来定,其时间范围可能与拉萨地块大体类似,主要是白垩纪时期的,再久远时期的岩浆活动就没有必要考虑了。

1.3 “造山后”和“碰撞后”的含义

目前,对于“碰撞”和“碰撞后”、“造山”和“造山后”存在不同的解释。何谓“造山后”和“碰撞后”? Liegeois等^[9-10]认为,碰撞后(post-collision)阶段乃是指洋盆消失和主碰撞发生之后到造山作用结束这一时段的造山过程。碰撞后阶段仍然是造山过程,而不是非造山过程。因此,碰撞是指2个或多个大陆块体最初的主碰撞,以大型逆冲断层和高压变质作用为特征。而碰撞后则开始于一个陆内环境,主海洋已经

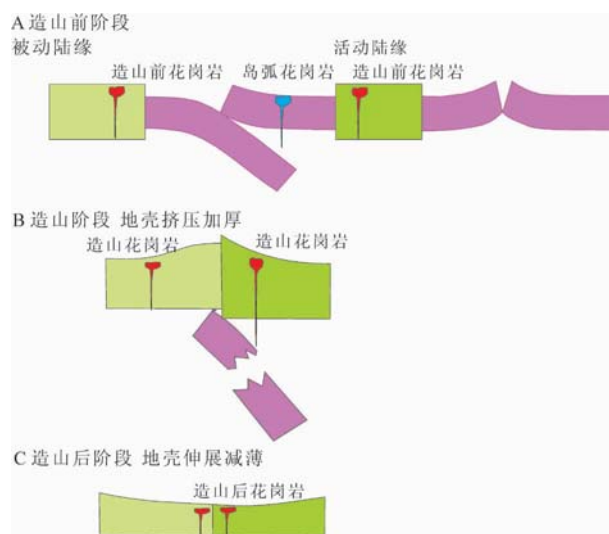


图1 板块构造和大陆构造体系的岩浆活动示意图

Fig. 1 Schematic cartoon showing magmatism in oceanic and continental tectonic regimes

板块构造体系用紫色表示;大陆构造体系用绿色表示;蓝色示岛弧花岗岩,不是造山前阶段研究的对象,造山前需要研究的是位于陆块(绿色)上的岩浆活动(红色);图中还示意地表示了不同造山阶段地壳厚度的变化

关闭,但大陆块体之间仍然存在复杂的运动,包括块体之间的逆冲、旋转、逃逸或沿剪切带的大规模走滑、岩石圈拆沉、小型海洋板块的拉张、裂谷作用等。也有人^[11]把从洋盆消失、大陆碰撞开始到造山作用结束之后的整个汇聚过程称为碰撞(collision)过程,而把post-collision当成造山结束之后的过程。因此,关于post-collision目前的认识并不统一,多数人同意Liegeois的意见,实际上Harris等^[11]的见解可能更容易理解。

笔者认为,上述争论主要源于对造山和造山后理解的不同和研究方法的不当。下面换一个角度来探讨这个问题,看看是否能够有新的启示。

2 造山前、造山和造山后花岗岩的区分

2.1 造山前、造山和造山后的概念

怎样区分造山前、造山和造山后阶段呢?造山前阶段地壳处于什么状态应视2个地块各自的演化史而定,很难有确定的标志;造山阶段处于应力挤压状态,地壳加厚;造山后处于伸展构造状态,地壳减薄(图1)。碰撞亦然:碰撞前应力状况可以是不同的,如果应力松弛,则地壳处于正常厚度,如果应力挤压,

则地壳加厚;碰撞导致挤压,地壳通常是加厚的;碰撞后为伸展状态,地壳通常是减薄的。因此,本文认为,“碰撞”和“造山”的含义是大体相当的,虽然不可能严格同步。这里的关键是如何理解造山后和碰撞后的概念。以往的研究对于如何区分造山和造山后有不同认识,有的以出现伸展构造作为标志^[9-10],有的以碰撞开始一段时间以后出现大量的花岗岩为标志^[9-17],虽然各有一定的道理,但是前者很难把握(详见后述),后者不尽合理。笔者强调把造山(碰撞)与地壳厚度联系起来:造山,地壳加厚;造山后,地壳减薄。碰撞亦然,碰撞后一定与造山垮塌(地壳减薄)事件相联系,而不是以碰撞开始一段时间以后出现的伸展构造事件和岩浆事件为标志。有人以为,碰撞挤压不利于岩浆的上侵,而碰撞后的构造伸展有利于岩浆活动,遂以岩浆的广泛发育作为碰撞后的标志,把大部分岩浆活动归入碰撞后的范围。其实,岩浆活动与地壳浅部的挤压和伸展构造并无直接的联系,岩浆是否出现主要决定于是否有足够的热源(张旗等,待刊)。

过去的研究很少关注造山前阶段。其实,造山前阶段比造山和造山后阶段更复杂,研究的范围更宽、难度更大。造山前包括即将碰撞的2个地块,可能其中的一个为活动陆缘,另一个为被动陆缘,也可能2个均为活动陆缘。它们的地壳厚度怎样与其后2个地块的碰撞无关,而取决于地块自身的演化史或前一个造山旋回的影响或碰撞前板块俯冲对陆块边缘的影响。大致可能出现以下一些情况。

(1)被动陆缘地块,造山前地壳厚度通常为正常厚度。如果处于伸展背景,地壳可能减薄;如果仍然处于前一个造山旋回的影响之下,也可能具有较厚的地壳。但是,总的地壳厚度不大可能大于其后碰撞阶段引起的最大的地壳厚度(图1)。这个阶段由于总体上处于构造上的宁静期,岩浆活动不发育,可能获得的资料很少,许多情况不是很清楚。

(2)活动陆缘地块由于受板块俯冲的影响,地壳垂向增生,因此地块边缘地壳可能较厚,远离板块俯冲带厚度可能较薄。

2.2 如何识别造山前、造山和造山后花岗岩?

如何识别造山前、造山和造山后花岗岩是一个难度很大的课题。早先的研究着重于花岗岩的地球化学成分,实际上大多是源区组成的问题,很少能够给出花岗岩形成压力的信息,这就限制了花岗岩的

应用。埃达克岩的发现解决了这个问题,埃达克岩之所以有意义,是因为埃达克岩之研究开辟了花岗岩与其形成压力的关系的研究途径,人们可以从一个新的角度来考虑花岗岩源区的深度问题。按照这个思路,造山后(碰撞后)花岗岩可能就没有那么复杂了。在这里,笔者推荐一个判别图,或许能够比较有效地区分开上述3个阶段的花岗岩。该判别图非常简单,即Sr-Yb花岗岩分类图^[18]。该图最大的特点是探讨了花岗岩与其形成压力(深度)的关系,既可以作为花岗岩分类的标志,也可以作为不同造山阶段花岗岩区分的标志。需要指出的是,不同于以往的判别图,笔者不是根据地球化学样品的投点来直接判断是造山还是造山后,而是根据投点判断花岗岩形成的压力,推测地壳的厚度,考察花岗岩与造山的关系,了解不同造山阶段的地球动力学状况。

2.2.1 作为花岗岩分类的Sr-Yb图

如图2所示,Ⅰ区为高Sr低Yb型花岗岩分布区,主要地球化学标志为 $Sr > 400 \times 10^{-6}$ 和 $Yb < 2 \times 10^{-6}$,无Eu异常或有弱的Eu负异常或正异常(图2-A)。上述地球化学特征指示的岩石学意义是花岗岩源区熔融的残留物由石榴子石+辉石±角闪石组成。据实验资料,石榴子石稳定存在的最低压力在0.8~1.0 GPa之间,但通常大于1.5 GPa(图2-A的中图^[19])。因此,该类花岗岩是在高压下形成的,相当于埃达克岩^[18]。

Ⅱ区为低Sr低Yb型花岗岩, $Sr < 400 \times 10^{-6}$, $Yb < 2 \times 10^{-6}$,通常有中等的负Eu异常(图2-B)。淡色花岗岩通常具上述特征,对其形成的压力有争论(张进江等^[20]及其所附的参考文献)。花岗岩贫Yb表示源区有石榴子石残留,贫Sr则表示源区同时还有斜长石残留,因此,其残留物组成是石榴子石+斜长石,相应的相图位置在斜长石和石榴子石的稳定区(图2-B),与埃达克岩的最低压力一致,但是,压力的上限通常不超过1.5 GPa^[18],最高不超过1.7~2.0 GPa,取决于斜长石的稳定范围^[21]。喜马拉雅山许多中新世的淡色花岗岩属于该类,具有典型意义,为了方便起见,本文将其称为喜马拉雅型花岗岩。

Ⅲ区为高Sr高Yb($Sr > 400 \times 10^{-6}$, $Yb > 2 \times 10^{-6}$)型花岗岩,其成因比较复杂,许多正长岩处于该区^[18],具体制约Sr和Yb 2个元素的因素还不清楚,因此其压力的含义未定,本文暂不予以进一步的讨论。

Ⅳ区为低Sr高Yb型花岗岩, $Sr < 400 \times 10^{-6}$ ($0 \sim 400 \times 10^{-6}$), $Yb > 2 \times 10^{-6}$,有弱的或比较明显的负Eu异常。

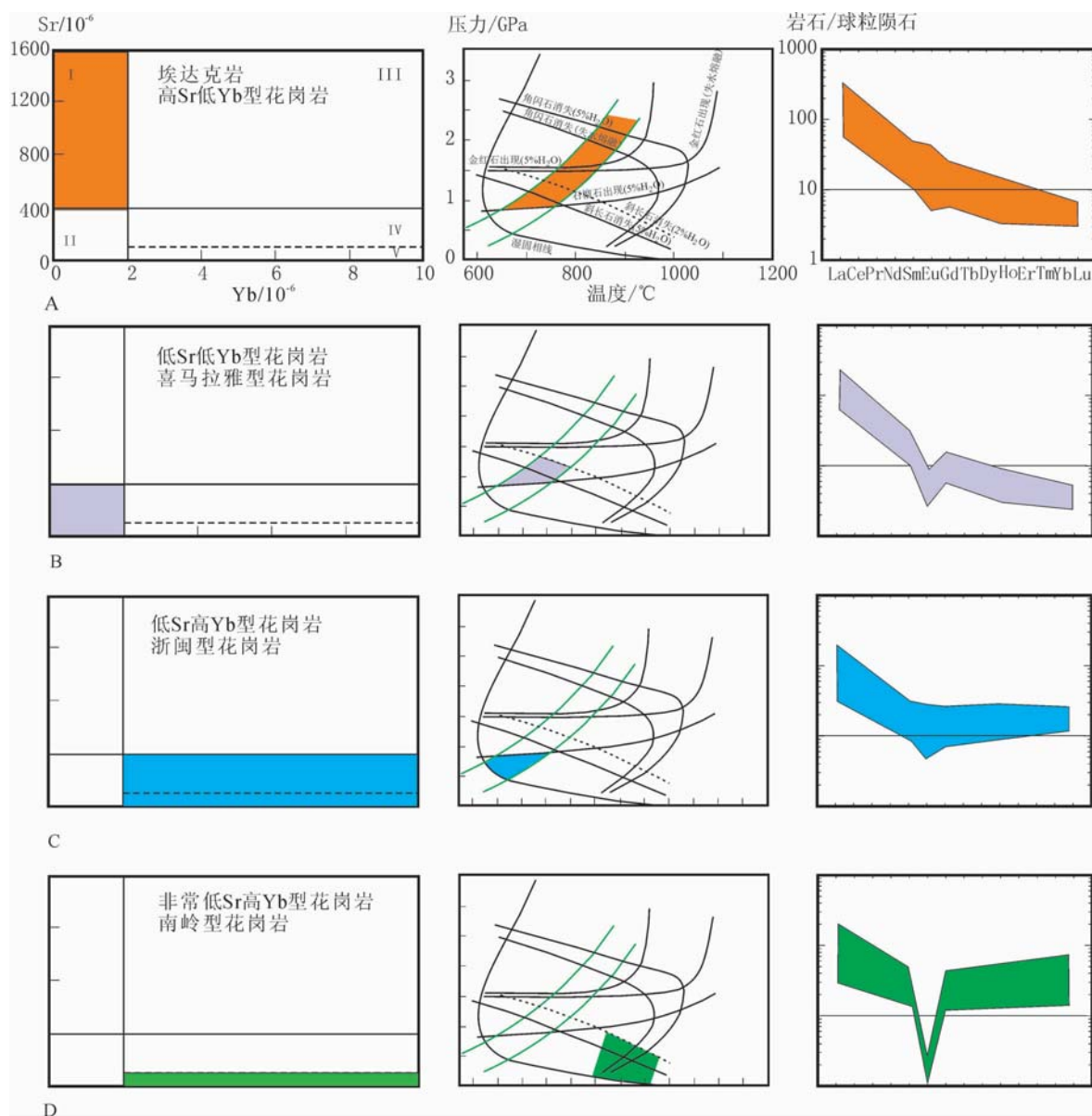


图2 花岗岩分类的Sr-Yb相关图(左)、相应的相图(中)和示意的REE配分曲线(右)

Fig. 2 Sr vs. Yb diagram for granitic rocks (left) and corresponding phase diagrams (middle) and chondrite-normalized REE patterns (right)

I—高Sr低Yb区; II—低Sr低Yb区; III—高Sr高Yb区; IV—低Sr高Yb区; V—非常低Sr高Yb区。A—埃达克岩(高Sr低Yb型花岗岩), 分布于 I 区(左图); 在玄武岩部分熔融相图中压力的范围很宽, 大于1GPa即可, 但通常大于1.5GPa(中图); 为LREE富集型, 通常无Eu异常或有弱的负Eu异常或弱的正Eu异常(右图)。B—低Sr低Yb型花岗岩(喜马拉雅型花岗岩), 分布于 II 区(左图); 相图中压力的下限与埃达克岩一致(>1GPa), 其上限以斜长石的消失为准, 图中的上限接近1.5GPa(中图), 实际上可能更高; 有明显的负Eu异常(右图)。C—低Sr高Yb型花岗岩(浙闽型花岗岩), 分布于 IV 区(左图); 形成的压力通常小于1GPa(中图); 有明显或弱的负Eu异常(右图)。D—非常低Sr高Yb型花岗岩(南岭型花岗岩), 分布于 V 区(左图); 通常形成于高温低压环境, 位于相图的右下侧(中图); 以高的HREE和非常明显的负Eu异常为特征(右图)

贫Sr富Yb最可能的解释是源区缺少石榴子石, 富斜长石, 典型的残留相组合为角闪石+斜长石。在相图中的位置处于低压的位置(图2-C), 浙闽中生代大

多数花岗岩和火山岩属于该类, 故本文称其为浙闽型花岗岩。

V区为非常低Sr高Yb型花岗岩, 是从浙闽型中

分出来的。其Sr含量通常小于 100×10^{-6} , $Yb > 2 \times 10^{-6}$, Yb可以很高,达几十甚至上百个 10^{-6} ,贫Sr是其主要的特征,同时还贫Ba、P、Ti和Eu,REE配分曲线通常具“燕式”分布的特点,Yb很高,有非常明显的负Eu异常(图2-D右图)。该类花岗岩大体上相当于A型花岗岩,但是,由于A型花岗岩的鉴别特征存在不确定性,有些A型花岗岩并不具有非常低Sr高Yb的特征(见后)。对于一个花岗岩体是否具有非常低Sr高Yb型的特征,可以结合REE图(图2-D右图)和微量元素蛛网图(图3)予以识别,如果具有上述地球化学特征,即属于该类型。研究表明,具有非常低Sr高Yb的花岗岩形成的压力极低,在相图上大多位于高温低压区(图2-D的中图),代表地壳减薄的产物^[22-24]。南岭早中生代造山后花岗岩大多具有这类花岗岩的特征^[25],故本文称其为南岭型花岗岩。

2.2.2 不同造山(碰撞)阶段花岗岩的Sr-Yb图

(1)造山前阶段(图4-A)。在这个阶段,2个地块各自处于什么构造应力状态可能不会有什么定论,很有可能处于伸展环境,但是,如果处于板块消减带的上盘,也可能处于挤压环境,出现活动陆缘花岗岩。在Sr-Yb图中,最有可能处于图4的Ⅳ和Ⅴ区,在某些情况下也可能出现在Ⅱ区,少数情况下可能出现在Ⅰ区(例如安第斯)。注意千万不要将碰撞前的岛弧花岗岩也包括进来。

(2)造山阶段(图4-B)。由于挤压应力是该阶段主要的应力状况,地壳加厚是这个阶段的特征,因此,埃达克岩和喜马拉雅型花岗岩是这个阶段典型的代表,花岗岩主要分布在图4的Ⅰ和Ⅱ区。但是,如果碰撞导致地壳加厚并不明显,也可能出现在Ⅳ区

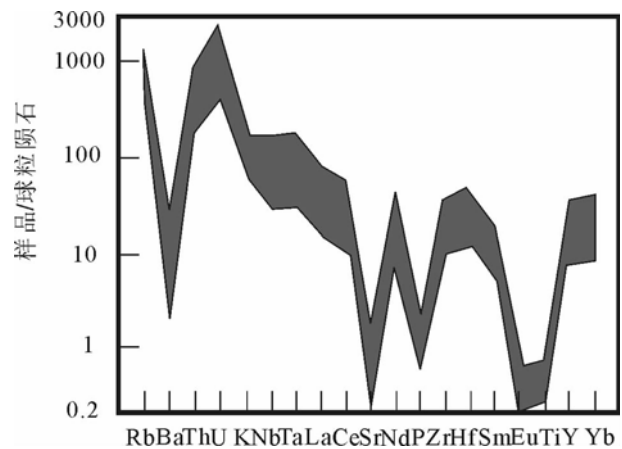


图3 南岭型花岗岩的微量元素蛛网图

Fig. 3 Chondrite-normalized trace element patterns for Nanling-type granitic rocks
在微量元素蛛网图中,南岭型花岗岩以强烈的Ba、Sr、P、Eu、Ti负异常为标志

(例如林子宗火山岩,见后面的讨论),但是大概不会出现在Ⅴ区。

(3)造山后阶段(图4-C)。这个阶段明显占主导的是伸展变形,其标志是地壳减薄达正常地壳厚度或低于正常地壳厚度,因此,出现浙闽型和南岭型花岗岩是这个阶段的特征,分布在图4的Ⅳ和Ⅴ区。

2.3 造山阶段-地壳厚度-花岗岩的关系

造山-地壳厚度-花岗岩之间是否存在联系是人们感兴趣的话题,这个问题在20世纪可能还是一个谜,但是现在已经有可能进行探索了^[18]。据目前的认识,造山前、造山和造山后3个阶段的地壳厚度和

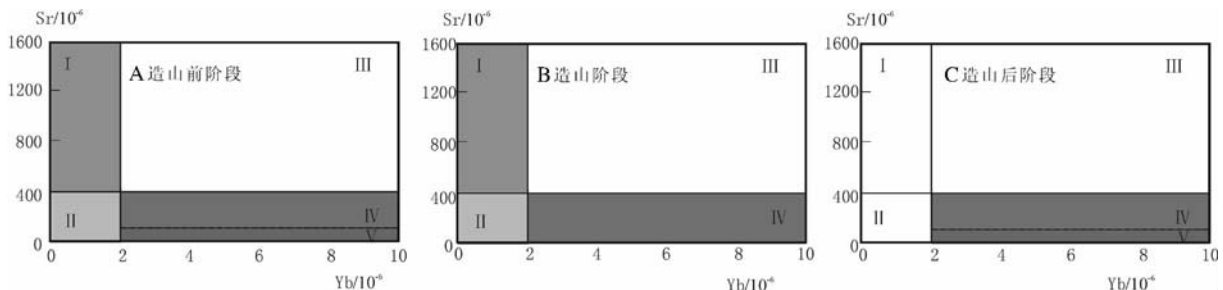


图4 不同造山(碰撞)阶段花岗岩的Sr-Yb相关图

Fig. 4 Sr vs. Yb diagram for granitic rocks formed in different orogenic stages

Ⅰ—高Sr低Yb区;Ⅱ—低Sr低Yb区;Ⅲ—高Sr高Yb区;Ⅳ—低Sr高Yb区;Ⅴ—非常低Sr高Yb区。A—造山前阶段:

此阶段什么情况都有可能,可以出现各种类型的花岗岩,在被动陆缘区浙闽型可能是主要的,在活动陆缘区

可能出现喜马拉雅型和埃达克岩;B—造山阶段:以地壳挤压加厚为标志,主要出现埃达克岩和喜马拉雅型花岗岩,

也有浙闽型花岗岩;C—造山后阶段:以伸展减薄为特征,主要出现浙闽型和南岭型花岗岩

岩浆活动可能因时因地不同而具有不同的特征,不能一概而论,但仍然是有规律可循的。

(1)造山前阶段。如图5所示,在造山前阶段任何情况都可能发生,以A、B、C、D代表不同的地块厚度,即地壳可以是较薄的(图5的A)、正常的(图5的B)、较厚的(图5的C)和很厚的(图5的D),相应的花岗岩分别为南岭型、浙闽型、喜马拉雅型和埃达克岩。按照图5的表示,以前2类为主,即总的地壳厚度为正常和较薄的,有些可以较厚,很厚的情况很少,如现在的安第斯。在被动陆缘区,浙闽型可能是主要的;在活动陆缘区,可能出现喜马拉雅型和埃达克岩。

(2)造山阶段。处于挤压构造背景,可能出现的情况和几率是图5的D、C、B,即地壳很厚和较厚,相应的花岗岩以埃达克岩和喜马拉雅型为主,浙闽型较少,不大可能出现南岭型花岗岩。

(3)造山后阶段。处于伸展构造背景,可能出现的情况和几率是图5的A和B,即以出现减薄的和正常的地壳厚度为特征,代表性的花岗岩为南岭型和浙闽型,不可能出现埃达克岩,喜马拉雅型花岗岩出现的可能性也很小。

因此,判别造山和造山后的最主要标志可能是:造山阶段以埃达克岩为特征,不大可能出现南岭型花岗岩;造山后阶段相反,以南岭型为特征,不大可能出现埃达克岩。过去认为造山后的岩浆活动是最发育、最复杂的,本文的研究结果表明,对于大多数地区而言,造山前的花岗岩可能最复杂,造山期的花岗岩最发育,造山后的花岗岩相对最简单。早先认为的造山(碰撞)后花岗岩^[9-10],按照本文的认识,可能大多是同造山(碰撞)阶段的。早先的研究期盼花岗岩与构造环境有更加密切的联系,笔者的研究表明这种一一对应的关系是很少可能的。

这里需要说明一点:地壳加厚不一定必然伴随岩浆活动。岩浆是否发生不单纯取决于构造,而主要取决于有没有足够的热源。不论什么构造,不论地壳是加厚还是减薄,没有足够的热源是不可能形成岩浆的。因此,本文提出的标志也有一定的局限性,它依托花岗岩的出现,如果没有花岗岩,或在哪个阶段缺失了花岗岩,问题就讲不清楚或讲不完整了。

3 几个实例

3.1 非洲Tuareg地盾的实例

Liégeois等^[10]详细研究的泛非(Pan-Africa)运动后的Tuareg地盾(位于非洲的西北部),已成为与碰撞有关的花岗岩研究的经典实例。Tuareg地盾面积达 $5 \times 10^4 \text{ km}^2$,主体为泛非时期(750~550 Ma)克拉通化的产物,该带和东撒哈拉克拉通(ESC)于750 Ma相撞(代表主碰撞时间),产生了大量的碰撞后花岗岩(约占地体面积的40%)。Liégeois等^[10]将其分为4类:①同逆冲期的HKCA(高钾钙碱性岩类),时代在720~700 Ma之间,晚期可以延续到665 Ma;②同剪切切期的HKCA(600~590 Ma);③剪切切晚期的碱性—过碱性酸性花岗岩类(560~540 Ma);④碰撞前的钙碱性岩浆岩(TTG, 730~630 Ma)。Liégeois等^[10]发表了68件岩石样品的地球化学数据,认为所有的HKCA都是碰撞后的,包括碰撞后晚期的碱性花岗岩类。他们认为,碰撞后阶段特别有利于岩浆活动的主要原因是沿巨大剪切带的大规模的水平走滑和仍然处于热状态的岩浆源区的存在,认为完全符合“碰撞后”的概念。

笔者仔细分析了Liégeois等^[10]的资料,将68件样品的数据投在Sr-Yb图中,得出以下几点认识:①Liégeois等^[10]确定的碰撞前TTG(图6中的蓝色实心

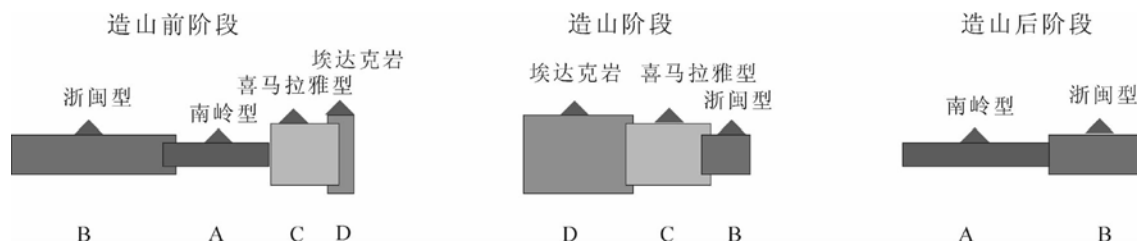


图5 不同造山阶段地壳厚度及其与花岗岩类型的关系示意图

Fig. 5 Schematic cartoon showing the relationship of different types of granitic rocks and crustal thickness in different orogenic stages

地块长度和出现的顺序代表了重要性的顺序,例如造山前阶段的顺序为B、A、C、D,即B最重要,出现几率最高;A次之,出现的几率较高;C再次之;D出现的几率最小,最不重要。依此类推,相应的说明见正文

菱形)的时代(730~630 Ma)均晚于2个地体主碰撞的时间(750 Ma),说明该TTG不是碰撞前的,而是碰撞后仍然在活动的洋内岩浆活动的产物(老的大洋弧),与该文报道的碰撞花岗岩无关,这是作者明显的疏漏。②TTG与板块俯冲有关,为岛弧岩浆岩,不应当作为碰撞前的岩浆岩来考虑。从图6看,TTG主要落入Ⅰ和Ⅳ区,暗示730 Ma的TTG为埃达克岩($\text{Sr}=376\times 10^{-6}\sim 904\times 10^{-6}$, $\text{Yb}=0.55\times 10^{-6}\sim 1.33\times 10^{-6}$, 据Liégeois等^[10],下同),630 Ma的TTG为岛弧花岗岩($\text{Sr}=144\times 10^{-6}\sim 322\times 10^{-6}$, $\text{Yb}=1.51\times 10^{-6}\sim 3.91\times 10^{-6}$)。③大量的HKCA花岗岩(包括同逆冲和同剪切花岗岩,720~590 Ma,图6中的红色空心方块)主要落入Ⅰ、Ⅱ和Ⅳ区,说明地壳有一定的厚度,应当处于造山阶段或碰撞阶段而非碰撞后阶段。④晚期的碱性花岗岩(560~540 Ma,红色实心圆)和混染花岗岩(黄色实心三角)主要落入Ⅴ区($\text{Sr}=8\times 10^{-6}\sim 268\times 10^{-6}$, $\text{Yb}=4\times 10^{-6}\sim 26\times 10^{-6}$),为典型的南岭型花岗岩,是地壳减薄的产物,与HKCA属于不同的阶段,是真正的造山后和碰撞后阶段的产物。据此,笔者认为,Tuareg地盾在730~590 Ma期间为碰撞阶段,560 Ma以后才转入碰撞后阶段。因此用新的思路重新认识,可以得出不同于Liégeois等^[10]的结论。

3.2 土耳其的实例

土耳其是研究与板块碰撞有关的花岗岩的一个极好地区,那里有18~22 Ma的埃达克岩(图7),大多为高钾钙碱性的^[26~28]。埃达克岩位于安纳托利亚(Anatolia)的中部和北部,被认为是下地壳加厚形成的^[28]。板块在早中新世沿着以兹密尔-安卡拉缝合带(Izmir-Ankara suture zone)发生碰撞,在安纳托利亚北西的Biga半岛上^[27],与碰撞(原作者认为是碰撞后)有关的岩浆活动开始于中新世中期(45 Ma),一直持续到晚中新世(8 Ma),分为5个阶段:①37 Ma;②34~24 Ma;③19.6~22 Ma;④15 Ma;⑤8~11 Ma。第①~②阶段为中基性火山岩,②~③阶段为中酸性岩,④阶段为中基性岩,⑤阶段为碱性玄武质火山岩。其中第③个阶段的火山岩为埃达克岩,与Varol等^[28]的资料吻合,因此,大约在20~22 Ma时该区存在高原。此后高原开始垮塌,其标志是18 Ma以后就没有关于埃达克岩的报道了,有的只是喜马拉雅型、浙闽型和南岭型花岗岩。例如,安纳托利亚北西的Baklan花岗岩(17~19 Ma^[29])在图7中落在Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ和Ⅳ的交界区,主要处于喜马拉雅型和浙闽型的范

围内,可能指示地壳厚度开始减薄,高原开始垮塌。十分有趣的是,Temel等^[30]报道的安纳托利亚中部地区发育的Cappadocia火山岩,该火山岩覆盖了约40000 km²的范围,由流纹质和英安质的熔结流纹岩组成,时代从晚中新世—第四纪(11.2~0.7 Ma),其形成与阿拉伯板块同欧亚板块的碰撞有关^[30]。据该文作者发表的数据,其中11~8 Ma的火山岩具有喜马拉雅型花岗岩的特征,8~3 Ma^[30]和3~0.7 Ma^[31]的火山岩具有浙闽型花岗岩的特征(图7),说明高原在8 Ma以后彻底垮塌了,达到正常地壳厚度。而据Ozdemir等^[32]报道,安纳托利亚东部与伊朗交界处的第四纪火山岩(0.31~0.01 Ma)属于南岭型的(图7),代表减薄的地壳,表明该区现今处于强烈伸展的环境。东安纳托利亚高原平均海拔2 km,是中新世中期阿拉伯板块和安卡拉板块沿Bitlis缝合带碰撞形成的。

土耳其与碰撞有关的花岗岩,原作者认为是碰撞后的(post-collisional)。本文综合上述资料后认为,中新世的安纳托利亚高原在45~18 Ma期间属于碰撞阶段(只有埃达克岩产出),18 Ma以后高原开始垮塌(出现喜马拉雅型和浙闽型花岗岩),直至8 Ma以后才真正进入碰撞后阶段(只有浙闽型和南岭型花岗岩产出)。

3.3 巴西的实例

巴西与碰撞有关的花岗岩有不少研究成果,其中以Leite等^[33]的研究具代表性。巴西东南部新元古代包括Sao Francisco-Congo和Paranapanema克拉通2个板块,新元古代褶皱带围绕上述克拉通,有的叫地体,有的叫微板块,其间的关系和它们与克拉通的关系均不清楚。克拉通边部的新元古代盆地发育沉积岩和岩浆岩(火山岩和侵入岩),存在新元古代的蛇绿岩和高钾钙碱性花岗岩基^[33]。2个板块碰撞的时间在630~610 Ma之间。Leite等^[33]研究的Agudos Grandes Batholith(AGB岩基)位于巴西东南部的Apial地区,已经有3组花岗岩被鉴别出来,其中最老的第一组是大量产出的高钾钙碱性角闪石黑云母花岗岩,根据构造关系,该文作者认为该期花岗岩是同造山的(syn-orogenic)。第二组为600 Ma左右的晚造山(late-orogenic)的中等过铝质的Piedade、Serra dos Lopes和Pilar do Sul花岗岩,主要为淡色花岗岩,包括少量侵入于早期AGB岩基中的二云母淡色花岗岩(约610 Ma),上述作者认为它们可能是在造山带压缩阶段的最晚期由片麻岩原岩经黑云母脱水熔融形成的。第三组是造山后(post-orogenic)花岗岩(585~

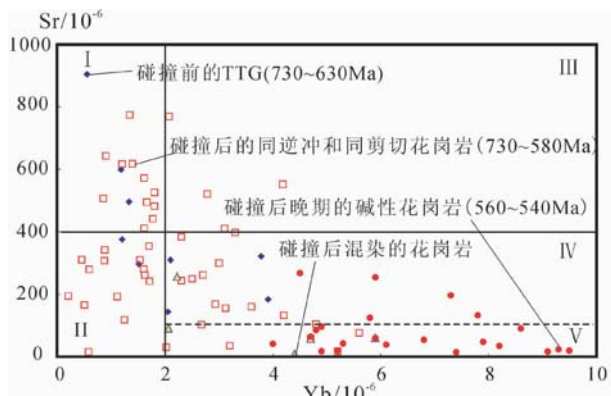


图6 泛非(Pan-Africa)Tuareg地质与碰撞有关的花岗岩的Sr-Yb相关图^[10]

Fig. 6 Sr vs. Yb diagram for granitic rocks related to collision in the Tuareg shield

I—高Sr低Yb区; II—低Sr低Yb区; III—高Sr高Yb区; IV—低Sr高Yb区; V—非常低Sr高Yb区。Liégeois等^[10]厘定的TTG(730~630Ma)属于岛弧岩浆活动的产物,不应当列入碰撞前的范畴,应当删去;他们确定的碰撞后同逆冲和同剪切花岗岩(730~580Ma)主要落入I、II和IV区,应当为碰撞阶段的;他们厘定的碰撞后晚期的碱性花岗岩(560~540Ma)和碰撞后混染的花岗岩主要落入V区,是碰撞后阶段的

565 Ma),具有A型花岗岩的特征(贫 $Mg^\#$ 、Ba和Sr,富Zr、Hf、Nb和Y),暗示是在低压、低 f_{O_2} 、有水和高温(约870℃)的条件下形成的。上述作者指出,虽然目前还没有可靠的年龄资料可以限定构造挤压和伴随的变质作用的时间,但由花岗岩确定的630~610 Ma的年龄代表了碰撞阶段是有充分证据的。

将Leite等^[33]的资料展示在Sr-Yb图(图8)中,可以看出:他们的第一组花岗岩具有埃达克岩的地球化学特征,部分为喜马拉雅型的;第二组花岗岩全部落入喜马拉雅型花岗岩分布区;第三组则落入浙闽型花岗岩区。因此,上述作者将其划分为同造山、晚造山和后造山是完全正确的,Leite等^[33]做了出色的研究,可以作为今后研究的范例。

非洲、土耳其、南美洲与碰撞、造山有关的花岗岩的研究已经取得很大的成绩,本文的研究表明,笔者提出的方法是大体适用的,并且能够给出新鲜的认识。下面,将该方法应用于青藏高原,看看是否能够得出一些新的看法。

4 青藏高原造山和碰撞的历史记录

青藏高原与碰撞有关的花岗岩备受国内外学者

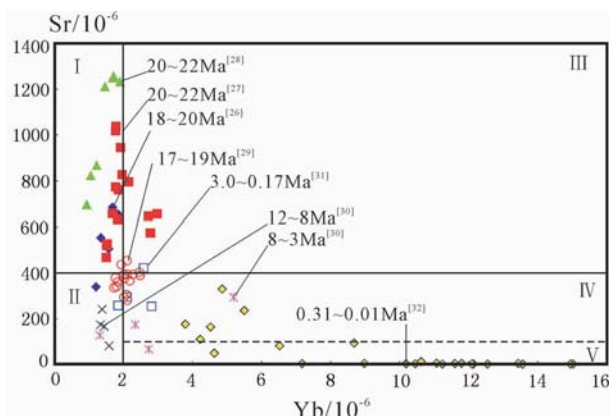


图7 土耳其Anatolia地区与碰撞有关的花岗岩的Sr-Yb相关图

Fig. 7 Sr vs. Yb diagram for granitic rocks related to collision in the Anatolia area, Turkey

I—高Sr低Yb区; II—低Sr低Yb区; III—高Sr高Yb区; IV—低Sr高Yb区; V—非常低Sr高Yb区。土耳其22~18 Ma的花岗岩具有埃达克岩的特征(图中蓝色的实心菱形、红色的实心方块和绿色的实心三角图例),分布于I区,代表地壳加厚的产物,指示中新世中期存在高原;18~8Ma的花岗岩主要是喜马拉雅型和浙闽型的(红色空心圆和黑色斜十字),暗示安纳托利亚高原可能在18Ma以后发生了第一次垮塌;8~0.17Ma的花岗岩主要属于浙闽型的(紫色的星号和蓝色的空心方块),指示达到正常地壳厚度,尤其在安纳托利亚高原的东部(土耳其-伊朗交界处),出现小于0.3Ma的南岭型花岗岩(黄色实心菱形),指示强烈的伸展环境,代表高原再次垮塌后减薄的地壳

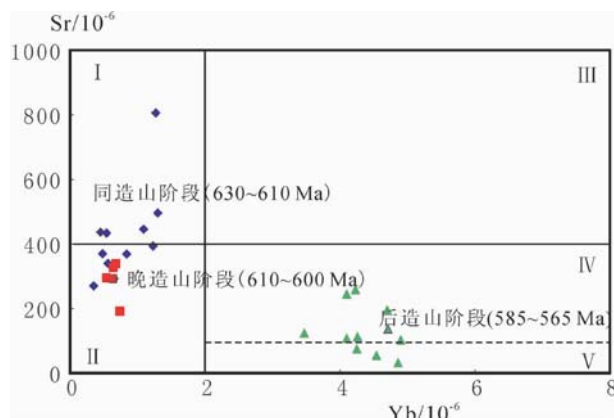


图8 巴西东南部Agudos Grandes岩基3个造山阶段花岗岩的Sr-Yb相关图^[33]

Fig. 8 Sr vs. Yb diagram for granites of the Agudos Grandes batholith in SE Brazil formed in three different orogenic stages

I—高Sr低Yb区; II—低Sr低Yb区; III—高Sr高Yb区; IV—低Sr高Yb区; V—非常低Sr高Yb区。第一组:同造山的,埃达克岩(630~610Ma,蓝色实心的菱形);第二组,晚造山的,喜马拉雅型(610~600Ma,红色实心方块);第三组,后造山的,浙闽型(585~565Ma,绿色实心三角)

的关注,研究的历史很长,发表了许多有价值的研究成果。尤其近期国内对青藏高原的研究蒸蒸日上,取得了许多令人瞩目的成绩^[3-8,20]。关于青藏高原的研究已经积累了浩瀚的资料,笔者不可能全部浏览,只能就某些问题谈一点不成熟的意见,与大家讨论。由于笔者主要是探讨青藏高原与碰撞有关的地壳厚度的问题,因此只涉及壳源的中酸性岩浆岩,而不讨论与地壳厚度无关的幔源中基性岩浆岩的问题。由于富钾岩浆岩究竟是幔源的还是壳源的还存在争论,本文只考虑SiO₂含量远远大于60%的富钾质岩浆,笔者认为这样的富钾质岩浆大概不可能是幔源的。

4.1 碰撞开始的时间

关于青藏高原初始碰撞的时代争论很大,不同学者和不同学科有各自的认识和证据,从主张晚白垩世(约70 Ma)到始新世/渐新世(约34 Ma)的都有(莫宣学等^[34]及其所附的参考文献)^[4-5,8,34-35]。上述说法可能都有一定的道理,因为都有各自的证据。但是,上述认识中哪种说法比较接近实际呢?从火成岩的角度出发,笔者认为,考察林子宗火山岩可能会得到有益的启示。林子宗火山岩厚达5 km,从下向上由典中组、年波组和帕那组组成。据莫宣学等^[4-5,8,34]的研究,典中组最厚达2400 m,不整合覆盖在上白垩统设兴组之上,底部为一层厚薄不一的底砾岩,主体为辉石安山岩质熔岩与火山碎屑岩,含少量粗面安山岩和英安岩。年波组厚约700 m,与典中组的不同层位呈小角度不整合接触,有的地方甚至与上白垩统设兴组呈角度不整合接触。年波组以沉积岩为主(达70%左右),少量的火山岩为流纹质凝灰岩,上部为钾玄岩、玄武粗安岩与火山角砾/集块岩互层。帕那组厚度超过2000 m,以厚层、柱状节理发育的流纹质强熔结凝灰岩和熔岩为主,夹薄层流纹质凝灰岩,与下伏年波组呈小角度不整合接触,覆盖在年波组的不同层位上。典中组的时代在60.00~64.47 Ma之间,年波组为56.51 Ma,帕那组为43.93~53.52 Ma。典中组的地球化学特征与典型的大陆边缘弧火山岩相似,与日喀则洋盆的向北俯冲有关,因此典中组之下的不整合面不代表2个陆块碰撞开始的时间。典中组和年波组中酸性火山岩锆石的Hf同位素特征类似,均来自亏损地幔^[34],而帕那组酸性花岗岩的大量出现和更多壳源物质的存在($\epsilon_{\text{Nd}}(t)=+6\sim-18$ ^[36]),说明帕那组可能与碰撞的关系更密切。因此,典中组火山岩可能记录了新特提斯洋俯冲消减的过程,年波组,

尤其是帕那组火山岩可能记录了印度-亚洲大陆碰撞的信息。推测印度-亚洲大陆开始碰撞的时间应当在典中组(及年波组)之后和帕那组之前,约55 Ma左右。李才等^[35]新近报道的日喀则与板块俯冲有关的卡堆蓝片岩的时代为59 Ma,碰撞显然应晚于俯冲的时代,因此,55 Ma作为碰撞时代与李才等^[35]的资料是比较吻合的。但国内目前多数人认为印度板块和拉萨地块开始碰撞的时间在65 Ma左右,65~45 Ma为同碰撞阶段,40 Ma以后或25 Ma以后为碰撞后阶段。本文则认为,青藏高原目前还没有达到碰撞后阶段,并大致以55 Ma为界,将其分为造山前(碰撞前)和造山(碰撞)2个阶段。

4.2 造山(碰撞)前阶段

青藏高原存在造山前或碰撞前的花岗岩及火山岩,例如冈底斯火山岩和花岗岩^[5]。如前所述,造山前的研究应当包含2个陆块,因此应分别考察来自拉萨地块和印度板块的与造山前有关的资料。

4.2.1 印度板块的造山前花岗岩

据资料报道,印度板块上的造山前花岗岩很少,仅在羊卓雍湖和定日有少量的白垩纪火山岩产出^[37-39]。其中晚白垩世(133 Ma)的桑秀组由双峰式火山岩组成,玄武岩富Fe和Ti,具OIB的特点^[37],暗示产于板内环境,代表伸展构造背景,为被动陆缘岩浆活动的一部分。同时喷发的桑秀组酸性火山岩属浙闽型(图9-A),指示正常地壳厚度,与玄武岩指示的构造背景大体吻合。

4.2.2 拉萨地块的造山前花岗岩

该区岩浆活动分为2类:一类具活动陆缘弧的特征,另一类为板内花岗岩。前者产于拉萨地块的南部和北部,可能分别与雅鲁藏布江和班公湖-怒江洋盆的俯冲有关;后者位于羌塘地区,与板块俯冲无关。

(1)活动陆缘弧花岗岩。在冈底斯地区,该类花岗岩广泛分布,时代为侏罗纪-白垩纪(174~63 Ma^[46,48-49,70])。在图9-A中,日土和拉达克的花岗岩分布于Ⅱ和Ⅳ区交界处,说明地壳厚度正常和较厚,而冈底斯花岗岩主要属于喜马拉雅型,少数为浙闽型。林子宗群下部的典中组和年波组(65~56 Ma)火山岩为浙闽型的,指示正常的地壳厚度。林子宗群位于冈底斯的后(北)缘,地壳厚度比冈底斯略低是可以理解的。冈底斯地区很少有埃达克岩的报道,说明冈底斯弧由于底侵导致的地壳加厚的程度是不高的,不如安第斯。这是冈底斯与安第斯一个非常显著

的差别,对于寻找安第斯类型的斑岩铜矿也是一个限制。现已发现的冈底斯斑岩铜矿的成因均不同于安第斯斑岩铜矿。安第斯现在的地壳厚度为50~70km,推测侏罗纪—白垩纪时冈底斯弧的地壳厚度可能不到50km。拉萨地块北部的造山前花岗岩研究程度相对较低,许多问题还不清楚,这里就不赘述了。

(2)陆内岩浆活动。该类花岗岩出露较少,分布于羌塘地区和拉萨地块北缘,如唐古拉山、班戈、比如和青海省治多地区等^[43-45,71]。唐古拉山的花岗岩包括龙亚拉花岗岩(70 Ma)和木乃花岗岩体(68 Ma)^[43]。唐古拉晚白垩世花岗岩在图9-A中位于Ⅱ、Ⅲ和Ⅳ区,落入Ⅲ区的样品点主要来自木乃岩体,可能相当于石英正长岩类(Ⅲ区的地质意义不明确,暂不讨论),位于Ⅱ和Ⅳ区的样品点为喜马拉雅型和浙闽型花岗岩。比如地区的竞柱山组由中酸性火山岩组成^[45]

(83 Ma),属于浙闽型,而啊聂托确花岗岩贫Sr和Yb,为喜马拉雅型,形成于晚白垩世(126 Ma^[44]),指示晚白垩世早期地壳较厚,至晚白垩世晚期,地壳厚度略低了一些(唐古拉山和比如地区)。

因此,在印度板块和拉萨地块碰撞前,拉萨地块处于活动陆缘环境,印度板块为被动陆缘。拉萨地块白垩纪花岗岩属于喜马拉雅型和浙闽型,印度板块上仅见浙闽型(图9-A),说明印度板块的地壳厚度比拉萨地块薄一些。

此外,据报道,在云南的腾冲地区有66~42 Ma的花岗岩,且均为A型花岗岩^[50]。腾冲花岗岩大多数样品的投点落入V区(图9-A),相当于本文的南岭型,代表减薄的地壳。推测在印度板块和拉萨地块碰撞时,腾冲地区可能并未卷入进来,一直处于伸展的构造背景。只是在40 Ma以后出现埃达克岩(盈江—那

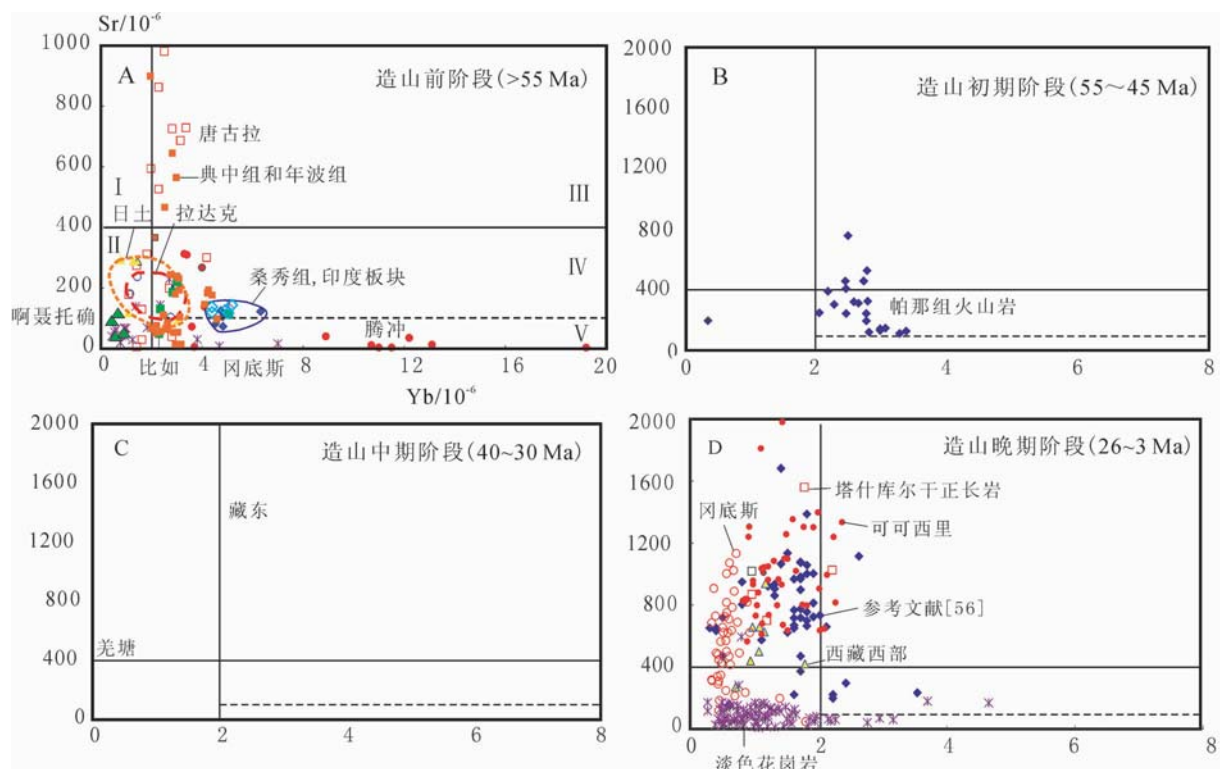


图9 青藏高原与造山有关的花岗岩的Sr-Yb相关图

Fig. 9 Sr vs. Yb diagram for granitic rocks related to pre- and syn-orogenic stages in the Qinghai-Tibet Plateau

A—造山前花岗岩(晚白垩世);位于印度板块上的桑秀组火山岩(淡蓝色空心菱形^[37]、蓝色实心菱形^[39]);位于拉萨地块的有林子宗群典中组、年波组火山岩^[8,40-42]和唐古拉^[43]、啊聂托确^[44]、比如^[45]、日土^[46]、拉达克^[47]、冈底斯^[48-49]、腾冲^[50]的火山岩。

B—D—同造山花岗岩:B—造山初期阶段(55~45Ma),蓝色实心菱形—林子宗群帕那组火山岩^[8,40,51-52];C—造山中期阶段(40~30Ma),蓝色实心菱形—羌塘^[43,45,53],红色空心方块—藏东玉龙地区^[7,54-55];D—造山晚期阶段(25~3Ma),蓝色实心菱形—藏北和藏南(24~3Ma,南木林、狮泉河、羌塘、昆仑山等^[56]),红色空心方块—塔什库尔干(11Ma^[57]),黄色实心三角—西藏西部(12~24Ma^[58]),红色空心圆—冈底斯与铜矿有关的斑岩(25~10Ma^[59-61]),红色实心圆—可可西里^[62-63],紫色星号—淡色花岗岩^[38,64-69]

邦地区,据季建清博士论文资料),腾冲地区才卷入青藏高原范围,进入碰撞阶段。

4.3 造山(碰撞)阶段

按照花岗岩的时代,可以分为早中晚3个阶段。

(1)造山的初期阶段(55~45 Ma)。这个阶段主要发育的是冈底斯花岗岩基和林子宗群帕那组火山岩。莫宣学等^[34]指出,冈底斯花岗岩是同碰撞的,如曲水花岗岩基,峰期年龄在50 Ma左右。冈底斯花岗岩基规模很大,但是,其时代和地球化学性质并不是很清楚,有些资料显示花岗岩具埃达克岩的特征(如曲水花岗岩^[72],可惜时代不清),另外一些资料显示花岗岩为浙闽型的(如墨竹工卡的扎雪花岗岩,时代为54 Ma^[73])。而林子宗群的帕那组火山岩大多分布于IV区,为浙闽型的(图9-B),指示为正常地壳厚度,也就是说,在碰撞的初期阶段,位于碰撞前缘的拉萨地块南部地壳并未明显增厚。

板块碰撞不一定导致地壳立即加厚,这已经有许多实例,可以用Nelson^[74]最早给出的大洋岩石圈拆沉模式来解释(图10-A)。可能正是碰撞导致的大洋岩石圈拆沉作用使软流圈地幔上涌,软流圈地幔带来的热不仅软化了地壳,使地壳伸展变薄,而且加热了下地壳底部,使下地壳熔融形成了年波组和帕那组火山岩岩浆(图10-A)。印度板块和拉萨地块55 Ma左右的碰撞对青藏高原的撞击力可能不是很大,因为整个拉萨地块的厚度没有明显的变化。帕那组火山岩的资料不仅说明碰撞初期大洋岩石圈拆沉的主导作用,而且否定了双层地壳加厚的模式。因为,如果双层地壳叠加的模式成立的话,首当其冲的拉萨地块及其南缘应当加厚到至少60 km的厚度,相应地应当出现埃达克岩。可实际情况却是浙闽型花岗岩占优势,因此双层地壳加厚模式显然得不到火成岩证据的支持(图10-B)。

(2)造山的中期阶段(40~30 Ma)。这个阶段发生了2个板块碰撞后的第一次强烈挤压作用,碰撞的力传递到后部,沿羌塘—金沙江一带发生了大规模的地壳加厚和造山,标志是在日土—羌塘—金沙江—哀牢山一带分布的众多的埃达克岩^[7,53-55,75-77](图9-C)。这表明青藏高原在此时开始抬升,不过抬升以山脉崛起为特点,而非高原的整体抬升(图11)。

(3)造山的晚期阶段(25~3 Ma)。从南部的冈底斯到北部的可可西里和昆仑,埃达克岩广泛发育^[56-63,78],说明在25 Ma之前青藏高原已经整体抬升

了。Williams等^[56]发表的资料涵盖了藏南和藏北的24~3 Ma的许多富钾质的岩浆岩,认为它们都是含水地幔岩低程度部分熔融的产物。而本文认为,其中除了部分SiO₂含量较低的样品为地幔部分熔融形成的以外,大多数SiO₂含量远大于60%的酸性火山岩和侵入岩可能是壳源的,具有埃达克岩的特点(图9-D),指示存在加厚的地壳。上述资料说明了以下问题。

①在25 Ma前,青藏高原已经整体抬升,而不是像以前认为的第四纪时才大规模抬升。

②埃达克岩比喜马拉雅型花岗岩指示的地壳厚度大。在青藏高原,这2类花岗岩似乎具有相间分布的特点,从南向北为:藏南—喜马拉雅型、冈底斯—埃达克岩、冈底斯以北—喜马拉雅型、可可西里—埃达克岩、昆仑—埃达克岩(图11),暗示青藏高原的地壳厚度和高原的高度具有南北向相间分布的特点。藏南只有喜马拉雅型花岗岩而无埃达克岩,说明藏南的地壳厚度不如冈底斯。喜马拉雅山只见20~10 Ma的喜马拉雅型花岗岩,未见埃达克岩,说明在20~10 Ma时喜马拉雅山还没有形成。羌塘不如可可西里,虽然羌塘在40 Ma即已抬升,但是可可西里后来居上,其高度超过了羌塘。

③埃达克岩和喜马拉雅型花岗岩的出现表明,青藏高原进入剧烈的抬升期和挤压阶段,而非伸展垮塌阶段。这个问题争论较大,详见下一节的讨论。

④现今青藏高原地壳厚度在50~80 km之间,说明第四纪以后青藏高原地壳厚度还有明显的增加。喜马拉雅山平均海拔7000 m,是现今青藏高原最高的部位,但是,喜马拉雅山在20~10 Ma时的高度可能不如冈底斯。

⑤关于青藏高原第四纪以来的花岗质岩浆活动报道得很少,但是肯定有,可能在深部,没有被剥蚀出来,证据是地球物理探测揭示的地壳深部低速带和第四纪钾质岩浆活动的记录。花岗岩由于黏性大很难喷出地表,大多定位在地壳浅部。由于花岗岩来源深(>50 km),推测应当具有埃达克岩的特征,喜马拉雅型花岗岩出现的可能性很小,不可能有浙闽型和南岭型花岗岩。

4.4 青藏高原是否进入造山后(碰撞后)阶段了?

为了说明这个问题,以下几个问题需要讨论。

(1)埃达克岩是碰撞还是碰撞后形成的?现在,有太多的人认为埃达克岩是碰撞后形成的^[3,6,8,56,60,76,79-80]。而本文认为,埃达克岩与加厚地壳有关,显然不应当

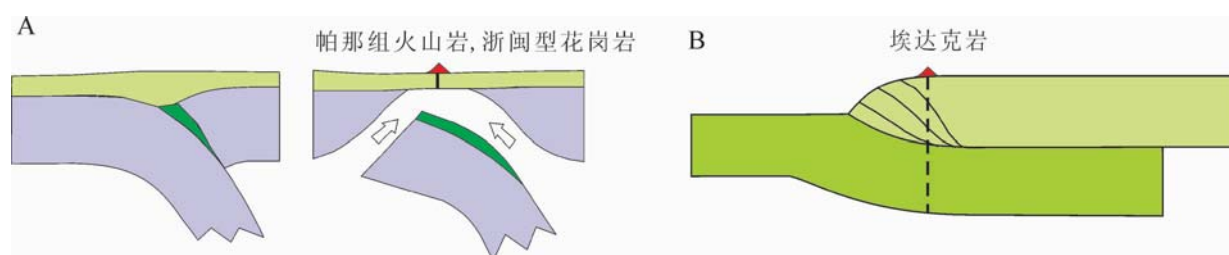


图10 年波组和帕那组火山岩的形成模式

Fig. 10 Model for the formation of volcanic rocks of the Nianbo and Pana formations

A—板块碰撞,大洋岩石折沉,软流圈地幔上涌,碰撞的前部地壳(地壳较厚的活动陆缘)受热软化、减薄为正常厚度的地壳,形成的帕那组火山岩具有浙闽型花岗岩的特征;B—印度板块俯冲的双层地壳模式,应形成埃达克岩,因与实际资料(年波组和帕那组火山岩非埃达克岩)不符,因此该模式不成立

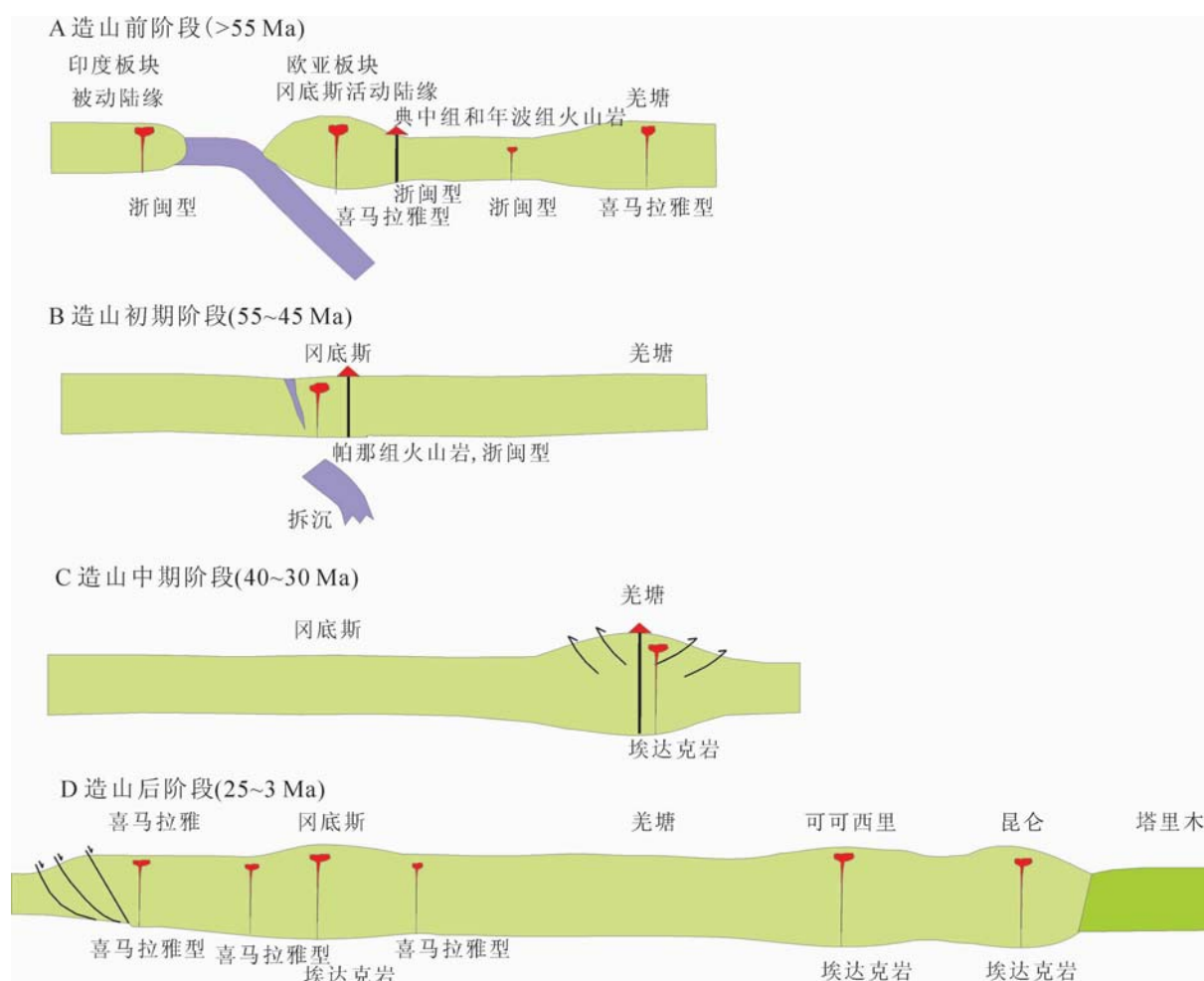


图11 青藏高原抬升过程示意图

Fig. 11 Cartoon showing the uplift process of the Qinghai-Tibet Plateau

A—造山前阶段(>55Ma),印度板块为被动陆缘,白垩纪花岗岩为浙闽型,地壳厚度正常,欧亚板块前缘为冈底斯陆缘弧,花岗岩主要为喜马拉雅型,拉萨和羌塘地块花岗岩为喜马拉雅型和浙闽型,林子宗群典中组和年波组火山岩为浙闽型,地壳正常和较厚;B—造山初期阶段(55~45Ma),冈底斯为花岗岩基和帕那组火山岩,浙闽型,正常地壳厚度;C—造山中后期阶段(40~30Ma),羌塘为埃达克岩,地壳很厚,青藏高原开始造山;D—造山晚期阶段(25~3Ma),喜马拉雅型和埃达克岩广泛发育,地壳厚度增大,青藏高原整体抬升

是碰撞后的。大多数人之所以这样认为,可能与对碰撞和碰撞后的理解不同有关。以青藏高原为例,它是否已进入碰撞后阶段应当以地壳是否减薄为主要标志,如果地壳仍然很厚,它就不可能进入碰撞后阶段。从这个角度出发,似乎“造山”比“碰撞”更好一些,不太容易引起错觉。青藏高原目前仍然处于造山状态,是世界屋脊,自然不会是造山后阶段。

(2)喜马拉雅淡色花岗岩是浅源的还是深源的?产于碰撞还是碰撞后阶段?公认的模式认为淡色花岗岩起因于逆冲增厚导致的地壳重熔,但也有些学者认为是减压深熔成因的(张进江等^[20]及其所附的参考文献,侯增谦等^[3]及其所附的参考文献)。邹光富等^[38]和廖忠礼等^[69]认为淡色花岗岩形成于同碰撞阶段,但多数人主张淡色花岗岩形成于碰撞后阶段^[15]。淡色花岗岩产于藏南拆离系,许多人就认为淡色花岗岩的成因与藏南拆离系有关,是伸展构造背景的产物,产于浅部地壳(Le Fort, 1981; Harris等, 1994。引自张进江等^[20])。喜马拉雅淡色花岗岩的研究最近有了很大的进展,许多人发现淡色花岗岩形成的深度相当大,可达1.5 GPa^[5,18,64,81-84]。淡色花岗岩具有低Sr低Yb的特点,暗示源区残留物由石榴子石+斜长石组成,而斜长石消失的压力变化很大(最高可达1.7~2.0 GPa, Xiao等^[21]及其所附的参考文献)。虽然喜马拉雅型花岗岩形成的深度可能不及埃达克岩,但是它比正常地壳要厚可能问题不大。

(3)青藏高原有典型的A型花岗岩吗?已经报道的青藏高原一些新生代A型花岗岩的实例(羌塘、塔什库尔干、藏南^[39,57,85]),据笔者考察,其中没有一个花岗岩具有南岭型花岗岩的特点,有些所谓的A型花岗岩实际上是埃达克岩,真正与地壳减薄有关的A型花岗岩是南岭型花岗岩。有一些新生代的A型花岗岩,例如分布在腾冲和甘肃天水地区的A型花岗岩^[50,86]具有南岭型的特点,但是,它们位于青藏高原的周边地区,不在高原范围内。中国东部的高原在170~120 Ma时出现过大量的埃达克岩,真正的A型花岗岩(南岭型花岗岩)只出现在130 Ma以后,大量的A型花岗岩出现在120 Ma以后,标志中国东部高原已经总体垮塌了。青藏高原没有典型的南岭型花岗岩出现,表明青藏高原还没有垮塌,还处于造山和碰撞阶段。至于青藏高原什么时候垮塌,目前还无法预测,但是可以预见的是,如果印度板块不再向北挤压了,青藏高原就有可能进入造山后阶段了。

(4)25 Ma之后发育的藏南拆离系、大规模走滑断裂、南北向裂谷等是否说明青藏高原已经进入伸展减薄和垮塌阶段?一部分人根据上述现象认为,青藏高原已经进入伸展构造阶段并开始拆沉和垮塌;另一部分人则认为东西向伸展是青藏高原隆升至最大高度后的垮塌标志或南北向挤压的直接结果^[20]。笔者认为,伸展构造显然是存在的,不过需要进一步思考的是:它是否是青藏高原的主流构造?也就是说,目前的青藏高原是以伸展构造为主还是以挤压构造为主?按照应变椭球体原理,当一个(例如南北向的)挤压应力持续存在时,为了抵消这个压力,必然产生一个垂直压力方向(例如东西向)的张性构造(裂谷)和斜交的剪切走滑构造。在这种情况下,南北走向的裂谷和北西、北东向的走滑断层,都是在南北向挤压的背景下派生出来的次级构造,而非占主导地位的构造。如果南北向挤压应力消失了,那时为了调整地壳加厚产生的不平衡应力状态而发生的裂谷和剪切走滑构造,才是在伸展构造背景下产生的,才真正起到使地壳减薄的作用。从青藏高原的现实看,高原还在抬升,印度板块和欧亚板块还处于汇聚状态,印度板块还在以每年6 mm的速度向北挤压。因此,青藏高原25 Ma以来的伸展构造是在挤压的大背景下出现的,是次级构造,不代表青藏高原的主应力状况,青藏高原还不会垮塌。

关于青藏高原的研究成果表明,对于现在的实例尚且争论不休,对于远古时期的构造就更是束手无策了。此时,如何判断伸展是否主导了该区的主要构造应力状态就是关键的关键了。笔者认为,如果伸展伴随挤压,地壳处于加厚状态,应当出现埃达克岩和喜马拉雅型花岗岩;如果伸展伴随应力松弛,则地壳减薄,应当出现典型的南岭型花岗岩和浙闽型花岗岩。因此,将构造和岩浆结合起来研究,可能不失为一个识别古代构造应力状态的好方法。

(5)冈底斯中新世埃达克岩产于裂谷中,是否表明埃达克岩的形成与裂谷有关?花岗岩与构造的关系是一个确定无疑的现象,问题是怎样理解它。笔者认为,冈底斯埃达克岩产于南北向裂谷中,只是说明花岗岩在地壳浅部的侵位问题,而不能够引伸到岩浆的源区成因问题。与裂谷有关的正断层在地表可以是高角度的,越向下倾角越缓,因此裂谷的深度有限,西藏南部的裂谷深度通常不超过10 km。而埃达克岩形成的深度通常至少大于50 km。因此,地表的

埃达克岩与裂谷相伴,并不能推论出埃达克岩的形成与裂谷有关。埃达克岩形成于地壳深部,岩浆上升时一定要选择构造薄弱处作为上升的通道,而伸展拉张构造就是最有利于岩浆侵位的通道。拉张构造的压力低,可以产生一个巨大的负压力,导致虹吸作用,使岩浆快速上升。因此,当岩浆上升至浅部时,自然选择张性的裂隙作为其通道,并不表明该通道可以一直延伸到下地壳底部,也不能说明该通道与岩浆的成因有关。

5 不同造山阶段花岗岩的多样性

上面结合几个实例讨论了不同造山阶段花岗岩的特征及其所反映的地壳厚度,大致可以概括如下。

(1)造山前阶段,地壳可以从很薄至很厚,可以出现本文厘定的所有类型的花岗岩:南岭型、浙闽型、喜马拉雅型和埃达克岩(主要是C型的,如安第斯,见张旗等,待刊)。上述各类花岗岩从不同角度来说,可以有钙碱性、高钾钙碱性、碱性和钾玄岩系列的花岗岩;有I型、S型、H型和A型花岗岩;有铝饱和、铝不饱和、过铝质和强过铝质花岗岩;有斜长花岗岩、淡色花岗岩和正长岩;有活动陆缘环境、板内裂谷环境、板内伸展环境的花岗岩等。总之,除了洋脊花岗岩、岛弧花岗岩、洋岛花岗岩和M型花岗岩外,凡是产于大陆上的花岗岩都可在这个阶段出现。

(2)造山阶段,地壳较厚,以(C型)埃达克岩和喜马拉雅型花岗岩为特征,也可以有浙闽型花岗岩出现,不大可能出现南岭型花岗岩。与其相应的有钙碱性、高钾钙碱性、碱性和钾玄岩系列的花岗岩;有I型、S型和H型花岗岩;有铝饱和、铝不饱和、过铝质和强过铝质花岗岩;有淡色花岗岩、正长岩等。所有花岗岩都是板内环境的。

(3)造山后阶段,地壳减薄,以南岭型花岗岩为代表,浙闽型花岗岩常见,不大可能出现埃达克岩和喜马拉雅型花岗岩。与该阶段相应的主要是碱性、钾玄岩系列的花岗岩,A型花岗岩,铝饱和、铝不饱和的花岗岩和正长岩。所有花岗岩均形成于板内裂谷或板内伸展背景。

20世纪80年代,许多研究者曾醉心于对花岗岩构造环境和碰撞环境的研究^[11,87-89],厘定了不少判别图。笔者曾经试图了解这些判别图何以能够区别造山和造山后花岗岩,但有些问题一直搞不明白。笔者认为,有些判别图实际上判别的是花岗岩的地球

化学特征及其所反映的源区组成特征,与造山和造山后没有多少关系。例如,著名的Pearce等^[87]和Bechelor等^[88]的 R_1-R_2 判别图。

许多人认为,造山后的伸展环境有利于岩浆侵入,于是大量的岩浆活动被归入造山后(碰撞后)阶段。如巴西南部 and 南天山的碰撞后花岗岩即包括过铝质淡色花岗岩、高钾钙碱性花岗岩、奥长环斑花岗岩、钾玄质花岗岩、硅饱和的A型花岗岩等^[16-17],几乎囊括了各种类型的花岗岩及某些基性岩。Liegeois^[9]认为,碰撞后的岩浆作用与大陆碰撞、岩石圈拆沉、板块消减及裂谷的形成有关。Harris等^[11]则强调碰撞后环境可以产生包括岛弧和板内环境的多种岩浆。看来,碰撞后阶段可能产生的各种类型的岩浆,很难有一个统一的判别标准。而许多判别图却企图用某些主量元素和微量元素来判别造山和造山后环境^[11,87-89],岂不是自相矛盾!实际情况表明,企图按照花岗岩的主量元素和微量元素判别图来区分碰撞和碰撞后花岗岩是非常困难的。造山和造山后只是构造演变的不同阶段,在同一个地区,在构造演变的不同阶段,可能由于热的作用产生一些花岗岩,但是,花岗岩具有什么成分主要取决于被熔融的源岩,而不取决于造山或造山后,也与挤压或伸展构造无关。有些判别图仅根据少数地区的资料得出的结论对于局部区域来说可能是合适的,但是不能推广到全球,也不能视为普遍的真理。

许多人认为,碰撞阶段主要表现为地壳的构造加厚和形成高压变质作用,很难产生花岗岩,即使有花岗岩,也很难在强烈挤压的背景下侵位上来。而在碰撞后的构造松弛阶段,由于地壳减薄,伴有软流圈地幔上涌,热流升高,有利于形成大量的从基性到中酸性的岩浆活动^[12-17]。因此,自然界与伸展构造有关的花岗岩出露较多,研究程度也高。这种认识在一般情况下是合理的,但并非到处如此。如果在碰撞阶段有来自地幔的足够的热的供给,同样能够形成花岗岩,而且能够形成大规模的岩浆活动。为什么在碰撞后的伸展阶段能够产生大量的岩浆?问题也不在伸展构造本身,而在于热的作用。伸展导致地壳减薄,地幔抬升,软流圈上涌,地幔发生减压熔融作用,形成玄武岩,玄武岩底侵,使下地壳熔融形成花岗岩。归根结底,在造山和造山后阶段,花岗岩是否出现及其规模大小,主要受控于热源而非构造本身。

早先的研究认为,造山后(碰撞后)的花岗岩是

最复杂的^[9-17]。而本文的研究结果表明,造山前和造山阶段的花岗岩才是最复杂的,造山后花岗岩则相对简单。因此,探讨不同造山阶段地壳厚度变化与花岗岩的关系可能是一个更有效的方法。当然,本文的探讨只是初步的,对于花岗岩中制约Sr和Yb的行为的因素还需要进一步的研究。

6 小 结

(1)造山前、造山和造山后阶段怎样识别?简言之,造山前阶段地壳厚度变化大;造山阶段处于应力挤压状态,地壳加厚;造山后处于伸展状态,地壳减薄。

(2)不同造山阶段、地壳厚度和花岗岩类型之间可能存在一定的联系:造山前的地壳可以从很薄至很厚,可以出现各种类型的花岗岩;造山阶段处于挤压构造背景,地壳很厚和较厚,相应的花岗岩以埃达克岩和喜马拉雅型为主,浙闽型较少,不大可能出现南岭型花岗岩;造山后处于伸展构造背景,以减薄和正常的地壳厚度为特征,代表性的花岗岩为南岭型和浙闽型,不可能出现埃达克岩,喜马拉雅型花岗岩出现的可能性也很小。早先的研究认为,造山后(碰撞后)花岗岩是最复杂的,实际上造山前和造山阶段的花岗岩最复杂,造山后花岗岩则相对简单。

(3)造山前花岗岩指的是2个板块或地块碰撞前各自发生的岩浆事件的记录,不包括与板块俯冲有关的岛弧花岗岩。岛弧花岗岩属于板块构造体系,碰撞和碰撞前花岗岩属于大陆构造体系,而活动陆缘花岗岩则是上述2种构造体系转换的产物。因此,造山前花岗岩可能包括活动陆缘和陆内2种花岗岩。

(4)研究结果表明,青藏高原只存在造山前和造山2个阶段,不存在造山后阶段。造山前的印度板块大体处于正常地壳厚度,拉萨地块南缘的冈底斯活动陆缘地壳较厚,其北的陆内地壳厚度正常至较厚。因此,总体上在碰撞前拉萨地块比印度板块地壳要厚一些。在造山的初期阶段(55~40 Ma),地壳厚度没有明显的变化,说明2个板块虽然碰撞了,但碰撞的力度可能不大,没有引发明显的造山作用。在造山的中期阶段(40~30 Ma),青藏高原沿羌塘—金沙江一带开始抬升,以山脉的形式出现。在造山的晚期阶段(25~3 Ma),青藏高原才整体抬升。

(5)青藏高原在25 Ma之后发育的藏南拆离系、大规模走滑断裂、南北向裂谷等并不说明青藏高原已经进入伸展减薄和垮塌阶段。伸展构造分2种

情况:一种是挤压背景下派生的伸展构造,另一种是纯粹的伸展构造。青藏高原属于前一种情况,并不表明青藏高原已经到了造山后的伸展垮塌阶段。

鉴于笔者的水平有限,不可能在短时间内消化浩如烟海的资料,只能就青藏高原与造山(碰撞)有关的问题,换一个角度,谈一点不成熟的意见,只是抛砖引玉而已,不当之处,请大家批评。

致谢:本文在撰写过程中与王二七研究员多次切磋,他的许多见解对笔者很有启发;吴福元研究员对本文的初稿提出了很好的意见;王焰博士详细评点了本文的初稿,与笔者就许多问题作了深入的探讨。在此一并表示衷心的感谢。

参考文献:

- [1]肖庆辉,邓晋福,马大铨,等.花岗岩研究思维与方法[M].北京:地质出版社,2002:1-294.
- [2]邓晋福,罗照华,苏尚国,等.岩石成因、构造环境与成矿作用[M].北京:地质出版社,2004:1-381.
- [3]侯增谦,曲晓明,杨竹森,等.青藏高原碰撞造山带:III.后碰撞伸展成矿作用[J].矿床地质,2006,25:629-651.
- [4]莫宣学,赵志丹,邓晋福,等.印度-亚洲大陆主碰撞过程的火山作用响应[J].地学前缘,2003,10:135-147.
- [5]莫宣学,董国臣,赵志丹,等.西藏冈底斯带花岗岩的时空分布特征及地壳生长演化信息[J].高校地质学报,2005,11:281-290.
- [6]Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, et al. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet[J]. Earth Planet. Sci. Lett., 2004, 220:139-155.
- [7]Hou Z Q, Ma H W, Zaw K, et al. The Himalayan Yulong porphyry copper belt: Product of large-scale strike-slip faulting in eastern Tibet[J]. Economic Geology, 2003, 98:125-145.
- [8]Mo X X, Hou Z Q, Niu Y L, et al. Mantle contributions to crustal thickening during continental collision: Evidence from Cenozoic igneous rocks in southern Tibet[J]. Lithos, 2007, 96:225-242.
- [9]Liegeois J P. Preface: Some words on post-collisional magmatism[J]. Lithos, 1998, 45:15-17.
- [10]Liegeois N P, Navez J, Hertogen J, et al. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids: The use of sliding normalization [J]. Lithos, 1998, 45:1-28.
- [11]Harris N B W, Pearce J A, Tindle A G. Geochemical characteristics of collision zone magmatism[C]//Coward M P, Ries A C. Collision Tectonics. Ged. Soc. Special Publication, 1986, (19):67-81.
- [12]Bonin B, Azzouni-Sekkal A, Bussy F, et al. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings[J]. Lithos, 1998, 45:45-70.
- [13]Collins W J. Upper- and middle-crustal response to delamination: An example from the Lachlan fold belt, eastern Australia[J]. Geology, 1994, 22:143-146.
- [14]Sylvester P J. Post-collisional alkaline granites[J]. Journal of Geology,

- 1989, 97:261–280.
- [15] Sylvester P J. Post-collisional strongly peraluminous granites [J]. *Lithos*, 1998, 45:29–44.
- [16] Solomovich L I. Postcollisional magmatism in the South Tien Shan Variscan Orogenic Belt, Kyrgyzstan: Evidence for high-temperature and high-pressure collision [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2007, 30:142–153.
- [17] Wildner W, Lima E F, Nardi L V S, et al. Volcanic cycles and setting in the Neoproterozoic III to Ordovician Camaqua Basin succession in southern Brazil: characteristics of post-collisional magmatism [J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2002, 118:261–283.
- [18] 张旗, 王焰, 李承东, 等. 花岗岩的Sr–Yb分类及其地质意义 [J]. *岩石学报*, 2006, 22:2249–2269.
- [19] Xiong X L, Adam T J, Green T H. Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: Implications for TTG genesis [J]. *Chemical Geology*, 2005, 218:339–359.
- [20] 张进江, 丁林. 青藏高原东西向伸展及其地质意义 [J]. *地质科学*, 2003, 38:179–189.
- [21] Xiao L, Clemens J D. Origin of potassic (C-type) adakite magmas: experimental and field constraints [J]. *Lithos*, 2007, 95: 399–414.
- [22] Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. A-type granites: geochemical characteristics, discriminations and petrogenesis [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1987, 95:407–419.
- [23] Eby G N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications [J]. *Geology*, 1992, 20:641–644.
- [24] Wu F Y, Sun D Y, Li H M, et al. A-type granites in northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis [J]. *Chemical Geology*, 2002, 187:143–173.
- [25] 陈培荣, 华仁民, 章邦桐, 等. 南岭燕山早期后造山花岗岩类: 岩石学制约和地球化学背景 [J]. *中国科学(D)*, 2002, 32:279–289.
- [26] Tankut A, Wilson M, Yihunie T. Geochemistry and tectonic setting of Tertiary volcanism in the Guvem area, Anatolia, Turkey [J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1998, 85:285–301.
- [27] Altunkaynak S, Genc S. Petrogenesis and time-progressive evolution of the Cenozoic continental volcanism in the Biga Peninsula, NW Anatolia (Turkey) [J]. *Lithos*, 2007(in press).
- [28] Varol E, Temel A, Gourgaud A, et al. Early Miocene adakite-like volcanism in the Balkuyumcu region, central Anatolia, Turkey: Petrology and geochemistry [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2007, 30:613–628.
- [29] Aydogan M S, Ilbeyli N, Coban H, et al. Geochemical and isotopic (Nd, Sr) constraints on the petrogenesis of Baklan Granite in southern part of the Muratdag Region (Banaz, Usak), western Anatolia (Turkey) [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2007(in press).
- [30] Temel A, Gundogdu M N, Gourgaud A, et al. Ignimbrites of Cappadocia, Central Anatolia, Turkey: petrology and geochemistry [J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1998, 85:447–471.
- [31] Kurkcuoglu B, Sen E, Aydar E, et al. Geochemical approach to magmatic evolution of Mt. Erciyes stratovolcano Central Anatolia, Turkey [J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1998, 85:473–494.
- [32] Ozdemir Y, Karaoglu O, Tolluoglu A U, et al. Volcanostratigraphy and petrogenesis of the Nemrut stratovolcano (East Anatolian High Plateau): The most recent post-collisional volcanism in Turkey [J]. *Chemical Geology*, 2006, 226:189–211.
- [33] Leite R J, de Assis Janasi V, Creaser R A, et al. The late- to post-orogenic transition in the Apia' domain, SE Brazil: Constraints from the petrogenesis of the Neoproterozoic Agudos Grandes Granite Batholith [J]. *Journal of South American Earth Sciences*, 2007, 23: 213–235.
- [34] 莫宣学, 赵志丹, 周肃, 等. 印度-亚洲大陆碰撞的时限 [J]. *地质通报*, 2007, 26(10):1240–1244.
- [35] 李才, 胡敬仁, 翟庆国, 等. 印度与亚洲板块碰撞及碰撞时限的新证据——日喀则卡堆蓝片岩Ar–Ar定年 [J]. *地质通报*, 2007, 26(10): 1299–1303.
- [36] 李皓扬, 钟孙霖, 王彦斌, 等. 藏南林周盆地火山岩的锆石U–Pb年龄和Hf同位素组成: 探讨林子宗火山活动的开始时间及岩石成因 [J]. *岩石学报*, 2007, 23:493–500.
- [37] 钟华明, 童劲松, 夏军, 等. 藏南羊卓雍错南部桑秀组火山岩的特征及构造环境 [J]. *地质通报*, 2005, 24(1):72–79.
- [38] 邹光富, 朱同兴, 冯心涛, 等. 藏南岗巴一定日地区花岗岩单元特征及构造环境 [J]. *沉积与特提斯地质*, 2003, 23:16–26.
- [39] Zhu D C, Pan G T, Mo X X, et al. Petrogenesis of volcanic rocks in the Sangxiu Formation, central segment of Tethyan Himalaya: A probable example of plume–lithosphere interaction [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2007, 29:320–335.
- [40] 贾建称, 温长顺, 王根厚, 等. 冈底斯地区林子宗群火山岩岩石地球化学特征及地球动力学意义 [J]. *中国地质*, 2005, 32:396–404.
- [41] 毛素斌, 吴旭铃, 孙国发. 西藏措勤地区年波组岩石地球化学特征 [J]. *资源调查与环境*, 2005, 26:235–243.
- [42] 胡新伟, 马润则, 陶晓凤, 等. 西藏措勤地区典中组火山岩地球化学特征及构造背景 [J]. *成都理工大学学报(自然科学版)*, 2007, 34:15–22.
- [43] 段志明, 李勇, 张毅, 等. 青藏高原唐古拉山中新生代花岗岩锆石U–Pb年龄、地球化学特征及其大陆动力学意义 [J]. *地质学报*, 2005, 79:88–97.
- [44] 白云山, 段其发, 牛志军, 等. 羌塘东部治多县啊聂托确黑云母二长花岗斑岩体特征及其构造意义 [J]. *华南地质与矿产*, 2006, (3):19–23.
- [45] 和钟铎, 杨德明, 王天武, 等. 西藏比如盆地竟柱山组沉积-火山岩形成环境及构造意义 [J]. *沉积与特提斯地质*, 2006, 26:8–12.
- [46] 许荣科, 马国桃, 郑有业, 等. 西藏日土南部阿依拉杂岩体的地球化学、年代学特征及其构造意义 [J]. *地质通报*, 2006, 25(12):1428–1436.
- [47] Rolland Y, Picard C, Pecher A, et al. The Cretaceous Ladakh arc of NW Himalaya: slab melting and melt–mantle interaction during fast northward drift of Indian Plate [J]. *Chemical Geology*, 2002, 182: 139–178.
- [48] 卢书炜, 张良, 任建德, 等. 青藏高原冈底斯岩浆弧的分带性及其地质意义 [J]. *地质通报*, 2004, 23(9/10):1023–1032.
- [49] 翟庆国, 李才, 王天武, 等. 西藏折无地区晚白垩世二云母花岗岩地球化学及构造环境 [J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 2004, 34:27–31.
- [50] 董方浏, 侯增谦, 高永丰, 等. 滇西腾冲新生代花岗岩: 成因类型与构造意义 [J]. *岩石学报*, 2006, 22:927–937.
- [51] 和钟铎, 杨德明, 王天武, 等. 冈底斯带扎雪石英二长斑岩体的地质

- 特征及构造环境[J]. 沉积与特提斯地质, 2004, 24: 35–40.
- [52] 黄映聪, 杨德明, 郑常青, 等. 西藏林周县扎雪地区林子宗群帕那组火山岩的地球化学特征及其地质意义[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2005, 35: 576–580.
- [53] 魏君奇, 姚华舟, 牛志军, 等. 藏北赤布张错地区埃达克岩的厘定及其意义[J]. 岩石矿物学杂志, 2005, 24: 173–178.
- [54] Jiang Y H, Jiang S Y, Ling H F, et al. Low-degree melting of a metasomatized lithospheric mantle for the origin of Cenozoic Yulong monzogranite-porphyry, east Tibet: Geochemical and Sr–Nd–Pb–Hf isotopic constraints[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, 241: 617–633.
- [55] Spurlin M S, Yin A, Horton B K, et al. Structural evolution of the Yushu–Nangqian region and its relationship to syncollisional igneous activity, east-central Tibet[J]. *GSA Bulletin*, 2005, 117: 1293–1317.
- [56] Williams H M, Turner S P, Pearce J A, et al. Nature of the source regions for post-collisional, potassic magmatism in southern and northern Tibet from geochemical variations and inverse trace element modelling[J]. *Journal of Petrology*, 2004, 45: 555–607.
- [57] 柯珊, 莫宣学, 罗照华, 等. 塔什库勒干新生代碱性杂岩的地球化学特征及岩石成因[J]. 岩石学报, 2006, 22: 905–915.
- [58] 蔡志勇, 邱瑞照, 熊小林, 等. 西藏西部地区埃达克质侵入岩及铜金找矿意义[J]. 大地构造与成矿学, 2005, 29: 491–501.
- [59] Gao Y F, Hou Z Q, Kamber B S, et al. Adakite-like porphyries from the southern Tibetan continental collision zones: evidence for slab melt metasomatism [J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2007, 153: 105–120.
- [60] Guo Z F, Wilson M, Liu J Q. Post-collisional adakites in south Tibet: Products of partial melting of subduction-modified lower crust [J]. *Lithos*, 2007, 96: 205–224.
- [61] Qu X M, Hou Z Q, Li Y G. Melt components derived from a subducted slab in late orogenic ore-bearing porphyries in the Gangdese copper belt, southern Tibetan plateau[J]. *Lithos*, 2004, 74: 131–148.
- [62] Wang Q, McDermott F, Xu J F, et al. Cenozoic K-rich adakitic volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: Lowercrustal melting in an intracontinental setting[J]. *Geology*, 2005, 33: 465–468.
- [63] 邓万明. 青藏高原北部新生代板内火山岩[M]. 北京: 地质出版社, 1998: 1–179.
- [64] 张金阳, 廖群安, 李德威. 西藏定结地区高喜马拉雅淡色花岗岩的地球化学特征与岩浆源区研究[J]. 地质科技情报, 2003, 22: 9–14.
- [65] 童劲松, 钟华明, 夏军, 等. 藏南洛扎地区过铝质花岗岩的地球化学特征及构造背景[J]. 地质通报, 2003, 22(5): 308–318.
- [66] 廖忠礼, 莫宣学, 潘桂棠, 等. 西藏过铝花岗岩的岩石化学特征及成因探讨[J]. 地质学报, 2006, 80: 1329–1341.
- [67] 杨德明, 黄映聪, 戴琳娜, 等. 西藏嘉黎县措麦地区含石榴子石二云母花岗岩锆石SHRIMP U–Pb年龄及其意义[J]. 地质通报, 2005, 24(3): 235–238.
- [68] 张宏飞, Harris N, Parrish R, 等. 北喜马拉雅淡色花岗岩地球化学: 区域对比、岩石成因及其构造意义[J]. 地球科学, 2005, 30: 276–288.
- [69] Visona D, Lombardo B. Two-mica and tourmaline leucogranites from the Everest–Makalu region (Nepal–Tibet): Himalayan leucogranite genesis by isobaric heating?[J]. *Lithos*, 2002, 62: 125–150.
- [70] 董彦辉, 许继峰, 曾庆高, 等. 存在比桑日群火山岩更早的新特提斯洋俯冲记录么?[J]. 岩石学报, 2006, 22: 661–668.
- [71] 刘振声, 王洁民. 青藏高原南部花岗岩地质地球化学[M]. 成都: 四川科学技术出版社, 1994: 1–133.
- [72] 江万, 莫宣学, 赵崇贺, 等. 青藏高原冈底斯带中段花岗岩类剪切中的镁铁质微粒包体地球化学特征[J]. 岩石学报, 1999, 15: 89–97.
- [73] 和钟铎, 杨德明, 王天武, 等. 冈底斯带扎雪石英二长斑岩体的地质特征及构造环境[J]. 沉积与特提斯地质, 2004, 24: 35–40.
- [74] Nelson K D. Are crustal thickness variations in old mountain belts like the Appalachians a consequence of lithospheric delamination?[J]. *Geology*, 1992, 20: 498–502.
- [75] 钟华明, 童劲松, 鲁如魁, 等. 西藏日土县松西地区过铝质花岗岩的地球化学特征及构造背景[J]. 地质通报, 2006, 25(1/2): 183–188.
- [76] 谭富文, 潘桂棠, 徐强. 羌塘腹地新生代火山岩的地球化学特征与青藏高原隆升[J]. 岩石矿物学杂志, 2000, 19: 121–130.
- [77] 李光明. 藏北羌塘地区新生代火山岩岩石特征及其成因探讨[J]. 地质地球化学, 2000, 28: 38–43.
- [78] Chung S L, Dunyi L, Ji J, et al. Adakites from continental collision zones: Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet[J]. *Geology*, 2003, 31: 1021–1024.
- [79] Oyhantcabel P, Siegesmund S, Wemmer K, et al. Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline magmatism during transcurrent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Brazilian–Pan-African, Uruguay)[J]. *Lithos*, 2007(in press).
- [80] Turner S, Arnaud N, Liu J, et al. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts[J]. *Journal of Petrology*, 1996, 37: 45–71.
- [81] 杨晓松, 金振民, Huenges E, 等. 高喜马拉雅黑云片麻岩脱水熔融实验: 对青藏高原地壳深熔的启示[J]. 科学通报, 2001, 46: 246–250.
- [82] 杨晓松, 金振民, Huenges E, 等. 喜马拉雅造山带下地壳麻粒岩成因: 来自高温高压实验的证据[J]. 科学通报, 2001, 46: 2025–2030.
- [83] 廖群安, 李德威, 易顺华, 等. 西藏定结高喜马拉雅石榴辉石岩–镁铁质麻粒岩的岩石特征及其地质意义[J]. 地球科学, 2003, 28: 627–633.
- [84] 刘树文, 张进江, 舒桂明, 等. 藏南定结铁镁质麻粒岩矿物化学、 PTt 轨迹和折返过程[J]. 中国科学(D), 2005, 35: 810–820.
- [85] 李莉, 白云山, 牛志军, 等. 藏北羌塘中部劳日特错花岗岩斑岩体的特征及构造意义[J]. 地质通报, 2004, 23(9/10): 1040–1045.
- [86] 赖绍聪, 张国伟, 秦江锋, 等. 青藏高原东北缘伯阳地区第三系流纹岩地球化学及岩石成因[J]. 地学前缘, 2006, 13: 212–220.
- [87] Pearce J A, Harris B W, Tindle A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretations of granitic rocks[J]. *J. Petrol.*, 1984, 25: 956–983.
- [88] de La Roche H, Leterrier J, Grandclaude P, et al. A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1 – R_2 diagram and major element analyses: Its relationships with current nomenclature[J]. *Chem. Geol.*, 1980, 29: 183–210.
- [89] Maniar P D, Piccoli P M. Tectonic discrimination of granitoids[J]. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1989, 101: 635–643.